

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

GÉOMORPHOLOGIE ET GÉOCHRONOLOGIE EN LUMINESCENCE OPTIQUE DE
DÉPÔTS MARINS ET VOLCANIQUES : CONTRIBUTION À LA GÉODYNAMIQUE
QUATERNAIRE DU SONORA, MEXIQUE

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

PAR
MAGUELONE CAMUS

JUIN 2010

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

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

REMERCIEMENTS

En premier lieu je tiens à remercier chaleureusement mon directeur de recherche et chercheur en géochronologie du Quaternaire Michel Lamothe, pour son soutien continuél tout le long de ce travail, et pour sa vision toujours innovatrice et entreprenante, qui auront permis l'élaboration et la bonne évolution de ce projet original. Également, je remercie le post-doctorant en luminescence Sébastien Huot pour son encadrement rigoureux et sa grande patience, le doctorant en cartographie Olivier Caron pour sa disponibilité et son aide en cartographie, la doctorante en luminescence Magali Barré pour sa disponibilité constante et son efficacité, ainsi que l'agent de recherche Jeffrey Vaillancourt pour son aide technique au sein du laboratoire Lux. Je remercie Bassam Ghaleb, chercheur en géochimie isotopique au laboratoire Géotop à l'UQÀM (Université du Québec à Montréal), pour son soutien, sa gentillesse et ses encouragements sans cesse renouvelés. Également, un gros merci à la géocartographe Michelle Laithier pour sa grande gentillesse et disponibilité, comme à Raynald Lapointe et Raymond Mineault pour leur patience et leur aide avec le MEB (Microscope Électronique à Balayage).

Au Mexique, je tiens à remercier le directeur de la ERNO (Estación Regional del Noroueste) Thierry Calmus (Hermosillo, Son), qui nous aura facilité de loin la concrétisation et la réalisation de ce projet sur le terrain, pour son accueil chaleureux, son appui technique et logistique toujours constants, et sa grande générosité. Également à l'ERNO, je remercie la bibliothécaire Rosa-Maria Contreras pour sa disponibilité et son amitié, le chercheur géochimiste Martin Valencia Moreno pour son accueil enthousiaste et son intérêt, le géochimiste Felipe Ayala pour son appui constant et la facilitation de l'accès sur les terres sacrées de la communauté des Seris de Punta Chueca, ainsi que la directrice du laboratoire de lamination de roches Adriana Aimée Orcí Romero pour sa gentillesse. Je remercie le chercheur sédimentologue Jorge Ledesma-Vásquez à l'UABC (Universidad Autónoma de Baja California) pour son intérêt continuél et son support.

Je remercie également le professeur émérite Jim Gutmann, spécialiste des systèmes volcaniques et du parc du Pinacate précisément, pour son enthousiasme et son soutien concernant la géodynamique quaternaire du Cerro Colorado, ainsi que le chercheur et directeur du laboratoire Paléotropiques de l'IRD (Institut de Recherche et Développement) Luc Ortlieb (Bondy, France) pour son intérêt et sa grande expertise du sujet, étant le spécialiste des dépôts quaternaires de la région du golfe de Californie, et y ayant consacré des années de travail. Je remercie finalement l'étudiant à la maîtrise Simon Bourassa pour sa générosité, ainsi que l'analyste informatique Frédéric Toupin pour son amitié et son soutien tout au long de ce travail.

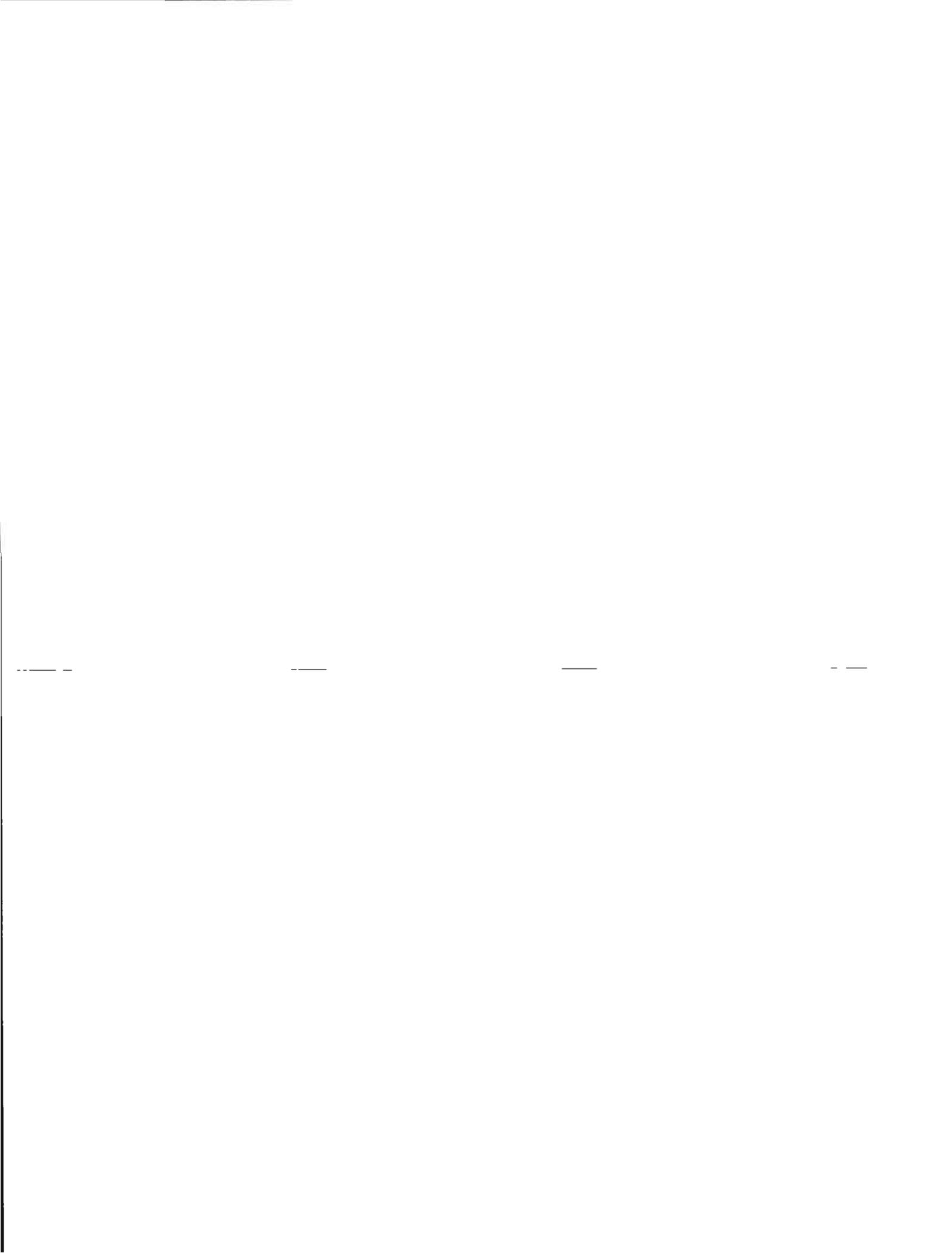


TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES	ix
LISTE DES TABLEAUX	xiii
LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES	xv
LISTE DES SYMBOLES	xvii
RÉSUMÉ.....	xviii
INTRODUCTION	1
I. Présentation générale.....	1
II. Travaux antérieurs.....	3
III. Problématique.....	4
IV. Objectifs.....	6
V. Méthodes d'étude des paléo-niveaux marins.....	8
VI. Méthode utilisée et autres analyses.....	11
VII. Plan de l'ouvrage.....	12
CHAPITRE I	
CADRE GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE DU SONORA.....	13
1.1. Cadre géologique du Sonora.....	13
1.2. Contexte géodynamique du Sonora.....	15
1.2.1. Le golfe de Californie.....	17
1.2.2. Le système de failles de San Andreas.....	18
1.2.3. La faille Cerro Prieto.....	20
1.3. Le volcanisme au Sonora.....	22
1.3.1. Le volcanisme Tertiaire.....	22
1.3.2. Le volcanisme Quaternaire: le Pinacate.....	24
1.4. Cadre physiographique et géomorphologique du Sonora.....	27
1.4.1. Topographie.....	27

1.4.2. Hydrographie.....	27
1.4.3. Géomorphologie.....	31
1.4.3.1. Le système désertique.....	31
1.4.3.2. Dépôts de <i>bajadas</i>	33
1.4.3.3. Dépôts dunaires.....	34
1.4.3.4. Formes littorales: les terrasses marines.....	37

CHAPITRE II

2.1. Principes et théorie en luminescence.....	41
2.2. Équation d'âge.....	45
2.2.1. La dose annuelle.....	45
2.2.2. La dose équivalente.....	46
2.2.3. Le <i>fading</i>	47
2.3. Programme de datation OSL.....	48
2.3.1. Échantillonnage et préparation.....	48
2.3.2. Manipulations en laboratoire.....	50
2.3.3. Équipement et mesures en luminescence.....	50
2.3.3.1. La dose annuelle.....	51
2.3.3.2. La dose équivalente: le protocole SAR.....	53
2.3.3.3. Construction de la courbe de croissance.....	59
2.3.3.4. Mesures du taux de <i>fading</i>	61
2.3.4. Calcul de l'âge.....	64
2.4. Obstacles principaux à la datation en luminescence.....	64
2.4.1. Paléodose.....	64
2.4.2. Dose annuelle.....	66

CHAPITRE III

ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE DE LA ZONE CÔTIÈRE.....	69
3.1. Secteur de Bahía Adair.....	69
3.1.1. La terrasse de Bahía Adair – BAA-1.....	70
3.2. Secteur de Puerto Libertad.....	75

3.2.1. La terrasse de Santa Margarita – SMA-2.....	77
3.2.1.1. Description et échantillonnage.....	77
3.2.1.2. Coupes et évolution latérale.....	80
3.2.2. La terrasse de Puerto Libertad – PLI-1.....	82
3.2.2.1. Description et échantillonnage.....	82
3.2.2.2. Coupes et évolution latérale	85
3.2.3. La terrasse de Bahía Libertad – BLI-1.....	87
3.2.3.1. Description et échantillonnage.....	87
3.2.3.2. Coupes et évolution latérale	94
3.3. Secteur de Bahía Kino	96
3.3.1. La terrasse de Punta Chueca – PCH-1.....	97
3.3.1.1. Description et échantillonnage.....	97
3.3.1.2. Coupes et évolution latérale	99
3.3.2. La terrasse de Bahía Kunkaak – BKU-1.....	103
3.3.2.1. Description et échantillonnage	103
3.3.2.2. Coupes et évolution latérale	108
CHAPITRE IV	
RÉSULTATS DES DATATIONS OSL DES TERRASSES MARINES DU SONORA	111
4.1. La terrasse de Bahía Adair – BAA-1.....	114
4.2. La terrasse de Santa Margarita – SMA-2.....	117
4.3. La terrasse de Puerto Libertad – PLI-1.....	119
4.4. La terrasse de Bahía Libertad – BKU-1.....	122
4.5. La terrasse de Punta Chueca – PCH-1.....	124
4.6. La terrasse de Bahía Kunkaak – BKU-1.....	126
4.7. Problèmes spécifiques reliés au calcul de la valeur g.....	128
CHAPITRE V	
RÉSULTATS GÉOCHRONOLOGIQUES DES ROCHES DU CERRO COLORADO	131
5.1. Le Cerro Colorado dans le contexte du Pinacate.....	131
5.2. Résultats.....	137

5.2.1. CCO-1a.....	139
5.2.2. CCO-1b	141
5.2.3. CCO-1c	143
5.2.4. CCO-1e	145

CHAPITRE VI

APPORT DE LA DATATION OSL À LA GÉODYNAMIQUE DU NORD-OUEST DU

MEXIQUE.....	147
6.1. Synthèse des résultats et discussion.....	147
6.1.1. Les terrasses marines.....	147
6.1.2. Les roches volcaniques.....	152
6.2. Signification dans le contexte géotectonique régional.....	155
6.2.1. La côte du Sonora.....	155
6.2.2. Le cratère du Cerro Colorado.....	156

CONCLUSION.....	159
-----------------	-----

RÉFÉRENCES	161
------------------	-----

APPENDICE A: Photos et analyses des dix échantillons traités au microscope électronique à balayage	171
--	-----

APPENDICE B: Résumé des paramètres de calculs pour la dose annuelle des dix échantillons.....	213
---	-----

APPENDICE C: Synthèse des mesures en luminescence.....	225
--	-----

APPENDICE D: Planche de fossiles marins communs au Sonora	237
---	-----

APPENDICE E: Légende des cartes et des coupes.....	243
--	-----

LISTE DES FIGURES

INTRODUCTION

1. Image satellite du nord-ouest du Mexique (USGS, Landsat, NASA, fév. 2002).....	2
2. Carte géotectonique de la fracturation du golfe de Californie (Eros et <i>al.</i> , 2006)	7
3. Illustration graphique des variations du niveau marin au Pléistocène (Antonioli et <i>al.</i> , 2004).....	10

CHAPITRE I

1.1. Carte géologique du Sonora (González-León et <i>al.</i> , 2007).....	14
1.2. Carte géostructurale du nord et centre du Mexique (Henry et Aranda-Gómez, 2000)	16
1.3. Carte tectonique de la limite des plaques nord-américaine et Pacifique (modifié de Drummond, 1981).....	19
1.4. Carte géologique des dépôts quaternaires du secteur nord-est du Sonora (modifié de Ortlieb, 1987).....	21
1.5. Carte structurale des linéaments de Puerto Libertad (Gastil et Krummenacher, 1977)...	21
1.6. Carte géostructurale des provinces majeures du nord-ouest du Mexique (Henry et Aranda-Gómez, 2000).....	23
1.7. Image satellite du Pinacate et localisation des cratères phréatomagmatiques (USGS, Landsat, 2002).....	26
1.8. Carte de la couverture désertique du nord-ouest du Mexique (Arizona-Sonora Desert Museum, 2006)	29
1.9. Carte géomorphologique simplifiée du secteur du Pinacate (Kasper-Zubillaga et Carranza-Edwards, 2005).....	32
1.10. Photo d'une <i>bajada</i> au sommet de la séquence échantillonnée à Bahía Kunkaak	34
1.11. Image satellite des dunes longitudinales et barkhanes du désert d'Altar (Google Earth, 2006).....	36
1.12. Photo d'un dépôt de playa observé proche de Puerto Peñasco.....	36
1.13. Photo d'un niveau à lumachelle sur le site d'échantillonnage de Puerto Libertad.....	39
1.14. Photo d'un paléo-chenal sur la plage de Punta Chueca.....	39
1.15. Photo de terrasses d'abrasion légèrement inclinées sur la plage de Santa Margarita.....	40

CHAPITRE II

2.1. Schéma du bombardement radioactif du sédiment (modifié de Aitken, 1998).....	43
2.2. Schéma de la ionisation d'un électron (Lamothe, 2008, pers.)	43
2.3. Schéma illustrant le principe de base de la luminescence (Bouab, 2001).....	44
2.4. Schéma des irradiations absorbées par un feldspat potassique de 250 μm (modifié de Huntley et Lian, 1997).....	46
2.5. Photo d'un échantillonnage de sables à Santa Margarita et d'une aliquote.....	49
2.6. Schéma de l'émission de photons d'une stimulation IRSL.....	51
2.7. Illustrations graphiques montrant les mesures Li/Ti en luminescence (Lamothe, 2008).....	54

2.8.	Illustration graphique d'une mesure de <i>shine-down</i>	57
2.9.	Illustration graphique d'une mesure de <i>short-shine</i>	58
2.10.	Courbe de croissance du signal de luminescence de l'échantillon PLI-1.....	60
2.11.	Illustration graphique du taux de <i>fading</i>	62
2.10.	Schématisation de la méthode de correction du <i>fading</i> (Auclair et <i>al.</i> , 2003).....	63
2.13.	Schéma de la chaîne radioactive décroissante de l'uranium 238.....	67

CHAPITRE III

3.1.	Carte géomorphologique simplifiée du site d'échantillonnage de Bahía Adair.....	71
3.2.	Coupe stratigraphique détaillée de la terrasse échantillonnée à Bahía Adair.....	72
3.3.	Photo de l'unité C observée de la coupe étudiée à Bahía Adair	73
3.4.	Photo de la lumachelle observée à Bahía Adair.....	73
3.5.	Clichés de la lame mince de BAA-1 en lumière naturelle et polarisée.....	74
3.6.	Carte géologique simplifiée du secteur de Puerto Libertad (Gastil et Krummenacher, 1974b).....	76
3.7.	Carte géomorphologique du site d'échantillonnage de la plage de Santa Margarita.....	78
3.8.	Photo des terrasses d'abrasion observées à Santa Margarita (coupe d).....	79
3.9.	Coupe détaillée stratigraphique (d) des terrasses d'abrasion de Santa Margarita.....	79
3.10.	Coupes et corrélations verticales du site d'échantillonnage de Santa Margarita.....	81
3.11.	Carte géomorphologique simplifiée du site d'échantillonnage de Puerto Libertad.....	83
3.12.	Photo de la séquence marine pléistocène de Puerto Libertad.....	84
3.13.	Coupe stratigraphique détaillée (d) échantillonnée à Puerto Libertad.....	84
3.14.	Coupes et corrélations verticales du site d'échantillonnage de Puerto Libertad.....	86
3.15.	Carte géomorphologique simplifiée du site d'échantillonnage de Bahía Libertad.....	87
3.16.	Photo de la séquence marine pléistocène à Bahía Libertad.....	90
3.17.	Coupe stratigraphique détaillée (b) échantillonnée à Bahía Libertad	90
3.18.	Clichés de la lame mince de BLI-1 en lumière naturelle et polarisée	91
3.19.	Photo de la calcirudite à échinodermes (unité A) observée à Bahía Libertad.....	92
3.20.	Photo des grès à ilménite (unité B) observés à Bahía Libertad	92
3.21.	Photo du bioherme à huîtres géantes (unité C) observé à Bahía Libertad.....	93
3.22.	Photo des éolianites à caliche et paléo-sols (unité D) observés à Bahía Libertad.....	93
3.23.	Coupes et corrélations verticales du site d'échantillonnage de Bahía Libertad	95
3.24.	Image satellite du secteur de Bahía Kino (Google Earth 2009).....	96
3.25.	Carte géomorphologique simplifiée du site d'échantillonnage de Punta Chueca.....	98
3.26.	Coupe stratigraphique détaillée (coupe g) échantillonnée à Punta Chueca.....	99
3.27.	Photo de la lumachelle (unité A) observée à Punta Chueca	101
3.28.	Photo de l'échantillonnage des sables (unité B) de la coupe g à Punta Chueca.....	101
3.29.	Coupes et corrélations verticales du site d'échantillonnage de Punta Chueca.....	102
3.30.	Carte géomorphologique simplifiée du site d'échantillonnage de Bahía Kunkaak.....	104
3.31.	Photo de la séquence marine pléistocène échantillonnée à Bahía Kunkaak.....	105
3.32.	Coupe stratigraphique détaillée de la séquence échantillonnée à Bahía Kunkaak.....	105
3.33.	Clichés de la lame mince de BKU-1 en lumière naturelle et polarisée	106
3.34.	Photo des sables marins (unité B) de la séquence échantillonnée à Bahía Kunkaak.....	107
3.35.	Coupes et corrélations verticales du site d'échantillonnage de Bahía Kunkaak.....	109

CHAPITRE IV

4.1. Courbe de croissance de l'échantillon BAA-1.....	116
4.2. Graphique du <i>fading</i> ($g = 10 \pm 1$ %/décade) de l'échantillon BAA-1.....	116
4.3. Courbe de croissance de l'échantillon SMA-2.....	118
4.4. Graphique du <i>fading</i> ($g = 2,8 \pm 0,3$ %/décade) de l'échantillon SMA-2.....	118
4.5. Graphique du <i>fading</i> ($g = 7,3 \pm 0,7$ %/décade) de l'échantillon SMA-2.....	120
4.6. Courbe de croissance de l'échantillon PLI-1.....	121
4.7. Graphique du <i>fading</i> ($g = 7,4 \pm 0,7$ %/décade) et récupération (échantillon PLI-1).	121
4.8. Graphique du <i>fading</i> ($g = 5,4 \pm 0,5$ %/décade) de l'échantillon BLI-1.....	123
4.9. Courbe de croissance de l'échantillon BLI-1.....	123
4.10. Graphique du <i>fading</i> ($g = 7,0 \pm 0,7$ %/décade) de l'échantillon PCH-1.....	125
4.11. Courbe de croissance de l'échantillon PCH-1.....	125
4.12. Graphique du <i>fading</i> ($g = 7,3 \pm 0,7$ %/décade) de l'échantillon BKU-1.....	127
4.13. Courbe de croissance de l'échantillon BKU-1.....	127
4.14. Graphique du taux de <i>fading</i> moyen côtier ($g = 7,8 \pm 0,8$ %/décade).....	129

CHAPITRE V

5.1. Carte schématique du massif du Pinacate (modifié de Gutmann, 2002).....	132
5.2. Image satellite du cratère du Cerro Colorado (Google Earth, 2009).....	134
5.3. Photo du flanc est du cratère du Cerro Colorado.....	135
5.4. Photo du site de l'échantillonnage des quatre xénolithes du Cerro Colorado.....	136
5.5. Courbe de croissance de l'échantillon CCO-1a.....	140
5.6. Graphique du taux de <i>fading</i> de l'échantillon CCO-1a.....	140
5.7. Courbe de croissance de l'échantillon CCO-1b.....	142
5.8. Graphique du taux de <i>fading</i> de l'échantillon CCO-1b.....	142
5.9. Courbe de croissance de l'échantillon CCO-1c.....	144
5.10. Graphique du taux de <i>fading</i> de l'échantillon CCO-1c.....	144
5.11. Courbe de croissance de l'échantillon CCO-1e.....	146
5.12. Graphique du taux de <i>fading</i> de l'échantillon CCO-1e.....	146

CHAPITRE VI

6.1. Graphique des âges OSL des six échantillons marins.....	151
6.2. Graphique des âges OSL des roches volcaniques du Cerro Colorado.....	154

LISTE DES TABLEAUX

2.1.	Tableau récapitulatif des étapes du protocole SAR en datation OSL	55
4.1.	Résumé des coordonnées et principales caractéristiques géomorphologiques des six dépôts marins échantillonnés.....	111
4.2.	Compilation des données de INAA obtenues sur les analyses des six échantillons côtiers.....	112
4.3.	Présentation des résultats des mesures en luminescence optique des six échantillons marins	113
5.1.	Compilation des données de INAA obtenues sur les analyses des quatre échantillons volcaniques.....	138
5.2.	Tableau présentant les résultats des mesures des roches volcaniques.....	138

— — — — —

LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES

- ASAR: “*Average Single Aliquot Regeneration*”: protocole SAR modifié
- CP: Faille Cerro Prieto, située au nord-est du golfe, prolongée de la faille San Andreas
- DRC: “*Dose Rate Correction*”: méthode de correction du taux de *fading* développée par Lamothe et al., sur le modèle H+L signifiant (2003)
- ESR: “*Electron Spinning Resonance*”: méthode de datation en luminescence basée sur la résonance des électrons
- FPL: Faille Puerto Libertad, qui serait le prolongement de la faille Cerro Prieto
- GEP: “*Gulf Extensional Province*”: province géologique autour du golfe développée durant l’ouverture du golfe de Californie
- H+L: Méthode de correction du taux de *fading* développée par Huntley et Lamothe (2001)
- INAA: “*Instrumental Neutronic Activation Analysis*”: analyses d’activation neutronique
- IR: “*Infra-Red*”: rayonnement infra-rouge (env. 800 nm)
- IRSL: “*Infra-Red Stimulated Light*”: stimulation optique de rayons infra-rouges
- LED: “*Light Emitted Diode*”: tubes émetteurs de rayons optiques (notamment IR)
- Msl: “*Marine sea-level*”: terme anglais courant désignant le niveau marin moyen
- OSL: “*Optically Stimulated Luminescence*”: terme anglais adopté pour la luminescence optique
- PAF: “*Paleodose correction Anomalous Fading*”: dose équivalente après correction du *fading* qui devient la paléodose corrigée; la dose d’irradiation réelle reçue dans la nature
- PH: “*Pre-Heat*”: préchauffe des grains au four; la première étape du protocole SAR
- RAA: Racémisation d’acides aminés
- RISØ: Machine constituée principalement d’un tube photoélectrique pour la luminescence optique
- SAR: “*Single aliquot regeneration*”: protocole de mesures en luminescence optique
- S.I.: Stade isotopique
- SMO: Sierra Madre Occidentale: chaîne de montagnes majeure qui traverse le Mexique NW-SE
- SD: “*Shine-down*”: stimulation optique de 100 s dans le protocole SAR
- SS: “*Short-shine*”: stimulation optique de 10 s dans le protocole SAR
- S.S.I: Sous-stade isotopique
- TIMS: “*Thermal Ionization Mass Spectrometer*”: spectromètre de masse
- TL: “*Thermoluminescence*”: méthode de datation par la luminescence induite par une stimulation thermique
- WC: “*Water content*”: contenu en eau de l’échantillon

-- _ _ _ _ _ _ _ _ _

LISTE DES SYMBOLES

<u>aILe</u> : Ile	Rapport en racémisation des acides aminés d'alloisoleucine sur isoleucine
Da:	Dose annuelle
Dc:	Dose d'irradiation provenant des rayons cosmiques
De:	Dose équivalente
Dα:	Dose de particules radioactives alpha absorbée par un minéral
Dβ:	Dose de particules radioactives bêta absorbée par un minéral
Dγ:	Dose de rayons gamma absorbée par un minéral
eV:	Électronvolt: unité de mesure de l'énergie (équivalent à $1,60217653 \cdot 10^{-19}$ J)
g:	Valeur (g): taux de la décroissance anormale du signal naturel de luminescence (phénomène de l' <i>anomalous fading</i>) en pourcentage par décade
Ga:	Milliard d'années
Gy:	Gray: unité de mesure de la dose d'irradiation en luminescence optique, égal à 1J/Kg
HCl:	Acide chlorhydrique (10 ou 20%)
HF:	Acide fluorhydrique (20 %)
I(i):	Intensité du signal de luminescence
J:	Joule: unité de base du système international de l'énergie, du travail ou la quantité de chaleur ($1 \text{ J} = 1 \text{ Kg} \cdot \text{m}^2 / \text{s}^2$)
ka:	Millier d'années
Kg:	Kilogramme: unité de mesure de poids
Li :	Lecture de luminescence, naturelle ou induite
Ln:	Lecture de luminescence du signal naturel
Lx:	Lecture de luminescence du signal artificiel; induit en laboratoire
Ma:	Million d'années
nm:	Unité du nanomètre utilisée pour mesurer des longueurs d'onde
ppm:	Unité de mesure de parties par million
Tn:	Lecture de luminescence du signal naturel induit par la test-dose (28,75 Gy)
Tx:	Lecture de luminescence du signal artificiel induit par la test-dose (28,75 Gy)

- α : Désintégration alpha: le noyau émet une particule alpha et se transforme en un noyau de nombre de masse diminué de 4 et de numéro atomique diminué de 2
- β : Désintégration bêta: une particule bêta est émise (un électron ou positron, dépendamment du type de désintégration négative ou positive)
- ρ : Densité d'un minéral (g/cm^3)
- γ : Désintégration gamma: émission d'un rayon gamma
- μm : Micron: unité de mesure représentant 10^{-6} m
-
-
-
-

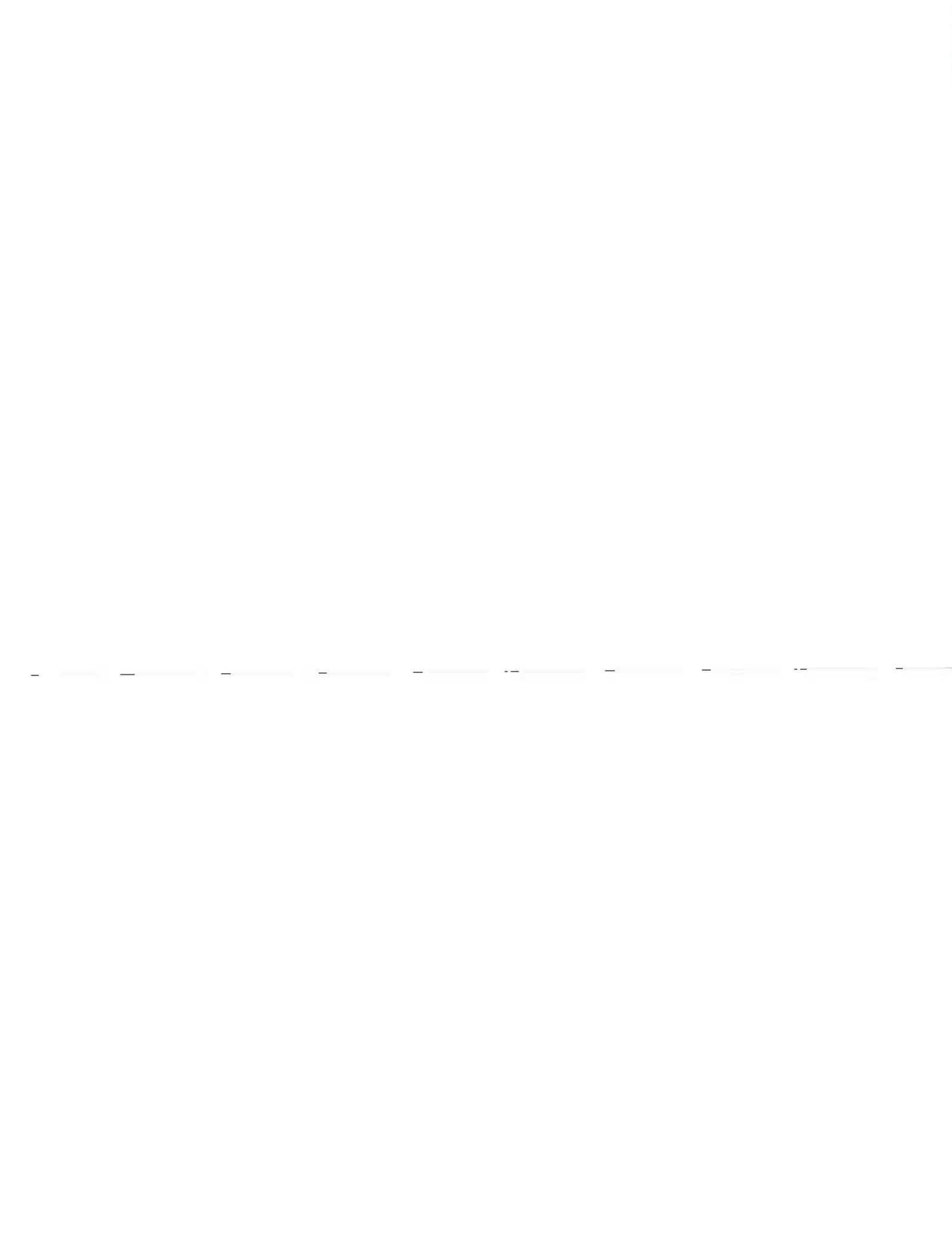
RÉSUMÉ

Cette étude présente une contribution géochronologique en luminescence à l'évolution géodynamique du nord-ouest du Mexique. L'approche géochronologique est adoptée dans le but d'évaluer la relation entre l'âge des niveaux marins du Quaternaire, le volcanisme et la néotectonique au nord-ouest du Mexique, dans l'état du Sonora. Pour comprendre cette problématique, deux programmes de datation en luminescence optique ont été réalisés. Le premier concerne la datation de six échantillons de terrasses marines, et le deuxième la datation de xénolithes issus de la couche de cendres d'un cratère phréatomagmatique, le Cerro Colorado, au nord-est du massif volcanique du Pinacate. Ce travail poursuit les travaux de thèse d'Etat de Luc Ortlieb, qui a parcouru toute la région du golfe de Californie et étudié les témoins des paléo-niveaux marins. L'hypothèse de Ortlieb est que la côte du Sonora, localisée à proximité du système de faille de San Andreas, n'aurait pas subi de mouvements verticaux majeurs au cours du Quaternaire. Les dépôts littoraux associés aux hauts niveaux marins sont donc estimés pour la plupart d'âge Pléistocène supérieur, soit le sous-stade isotopique 5e, dont les témoins marins sont les mieux préservés, observés et étudiés au monde. Des dépôts évalués plus vieux affleurent en de rares endroits sur la côte. Ils ont été estimés à un âge Pléistocène moyen voire inférieur.

La méthode de datation en IRSL sur des feldspaths potassiques extraits des terrasses valide majoritairement des âges correspondant au sous-stade isotopique 5e, à part les sédiments exposés à Bahía Adair (BAA-1), et ceux au sud de Bahía Libertad (BLI-1). Ces deux terrasses révèlent un âge antérieur au sous-stade 5e, soit le stade 7 pour BAA-1, et le stade 9, 11 ou possiblement 13 est estimé pour BLI-1. L'hypothèse de la stabilité relative de la côte du Sonora depuis le Quaternaire est vérifiée puisque la majorité de ces sites sont localisés au niveau de la côte moderne.

La deuxième hypothèse concerne le volcan-bouclier du Pinacate, qui expose plusieurs cratères phréatomagmatiques au nord, tels que le Cerro Colorado, tous alignés sur un axe est-ouest. Cet arc représenterait l'ancienne trajectoire du rio Sonoyta, actuellement dévié plein sud. La datation des quatre xénolithes du Cerro Colorado donne des âges situés autour de 105 ka, soit correspondant au milieu du stade isotopique 5 (*s.l.*). Ces résultats nous indiquent que la démarche utilisée pour la datation est adéquate, et que la remise à zéro du signal de luminescence a pu être effectuée avec ce type de volcanisme. Des problèmes et défis sont identifiés, notamment en ce qui concerne le phénomène du *fading*, soit une décroissance anormale du signal dans le cristal, qui vont permettre ainsi l'élaboration de nouvelles solutions, et la progression de la méthode de datation en luminescence optique.

Mots-clés : géochronologie (IRSL), terrasses marines, néotectonique, volcanisme, Sonora



INTRODUCTION

I. Présentation générale

Le thème de cette recherche est l'étude chronologique de l'évolution géodynamique récente du secteur nord-ouest de l'état du Sonora, situé au nord-ouest du Mexique (fig. 1). Il s'agit principalement de la détermination de mouvements tectoniques et/ou eustatiques relatifs du niveau marin depuis le Pléistocène, à l'aide d'analyses géochronologiques en luminescence optique (OSL pour *Optically Stimulated Luminescence*), et de travaux cartographiques et géomorphologiques sur le terrain.

Le Sonora est situé entre les parallèles 28° et 30°. Il est enclavé entre le golfe de Californie, les États-Unis, l'état du Chihuahua à l'est et celui du Sinaloa au sud. Le Sonora englobe le début de la chaîne volcanique de la Sierra Madre Occidentale (SMO) à l'est, une zone centrale caractérisée par une morphologie de type "*Basin and Range*", et une bonne partie du désert de Sonora à l'ouest, qui comprend le désert d'Altar et le massif volcanique du Pinacate au nord. Le Sonora est bordé à l'ouest par le golfe de Californie, aussi nommé Mer de Cortés, qui présente une grande diversité morphologique côtière (plages, lagunes, mangroves, cordons littoraux, dunes, deltas, etc), principalement développée durant l'Holocène (Ortlieb, 1987). Comme on peut l'observer sur la figure 1, la moitié ouest de l'état est aride, et le nord-ouest présente les caractéristiques climatiques et écologiques des déserts. Le Sonora comprend donc à l'ouest une vaste plaine côtière d'une largeur moyenne de 100 km, d'où émergent les massifs, une zone centrale caractérisée par une alternance de chaînes séparées par des vallées, puis, à l'est l'imposante SMO. Le terrain étudié est divisé en 3 secteurs côtiers, celui de Bahía Adair et du massif du Pinacate au nord, celui de Puerto Libertad au centre, et celui de Bahía Kino au sud.

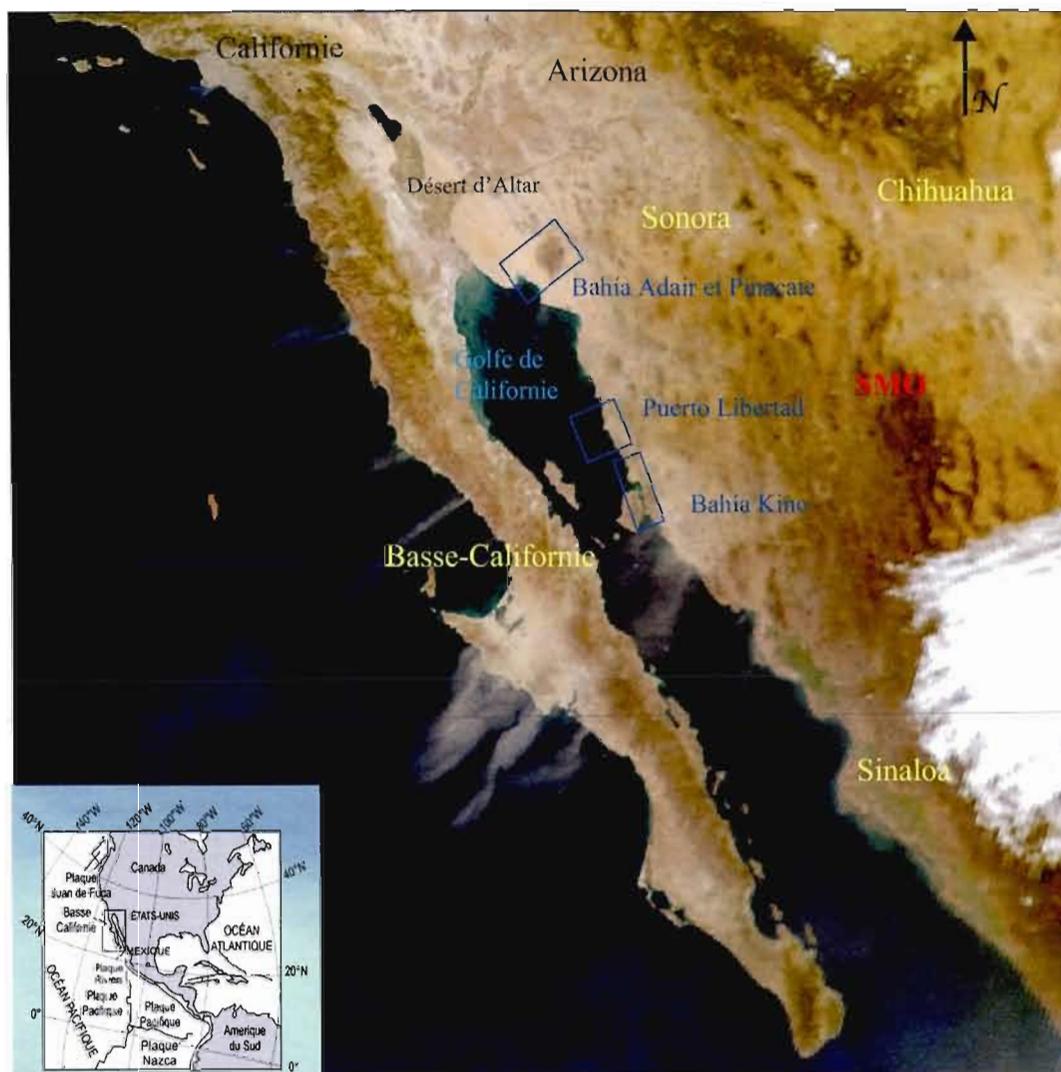


Figure 1. Image satellite du nord-ouest du Mexique et de la frontière mexico-américaine, soit les états mexicains de la Basse-Californie, le Chihuahua, le Sinaloa et le Sonora, ainsi que la Californie et l'Arizona aux États-Unis tels qu'indiqués. Bahía Kino, Puerto Libertad et Bahía Adair sont les trois secteurs étudiés dans ce travail, indiqués par les encadrés. La Sierra Madre Occidentale (SMO) traverse l'état NW-SE. L'image montre bien les tempêtes de sables portés par les vents dominants qui soufflent N-E-SW durant l'hiver. (Landsat, NASA, février 2002)

II. Travaux antérieurs

Régionalement, et ce depuis plus d'un siècle, les variations du niveau marin durant le Quaternaire ont été étudiées, grâce à l'abondance de sédiments pliocènes et pléistocènes déposés tout le long de la côte du Sonora ainsi qu'à leurs dépôts homologues déposés du côté ouest du golfe de Californie, puis enfin le long de la côte orientale de la péninsule de Basse-Californie.

Ce sont McGee et Johnson (1896) qui font état pour la première fois de soulèvements récents de dépôts littoraux au Sonora. Les premières études faisant état de transgressions marines au Quaternaire dans cette région sont basées sur l'identification des terrasses littorales. Cette idée est ensuite largement acceptée dans la communauté avec les travaux considérables de Beal (1948) sur la péninsule de Basse-Californie. Durant la première moitié du 20ème siècle, Ives s'est consacré à l'histoire naturelle entière de la région du Pinacate et de la côte nord du Sonora, et est le premier à avoir étudié les restes de lignes de rivage quaternaires dans cette partie du pays (1951, 1956, 1959, 1964). Il décrit le volcanisme récent au nord-est du Sonora (*The Pinacate region, Sonora, Mexico*, 1964) mais également identifie des dépôts témoins de lignes de rivage quaternaires.

D'autres chercheurs précisent plus tard ses travaux dans la région et font mention de divers dépôts marins pléistocènes dans les environs de Puerto Peñasco (Gastil et Krummenacher, 1974, 1977; Malpica-Cruz et *al.*, 1978, entre autres). Ortlieb a largement contribué à la compréhension des dépôts marins quaternaires de toute la région du golfe de Californie (1979, 1980, 1981, 1982, 1984, 1987, 1991a, 1991b), ce travail étant basé en partie sur sa thèse d'état. Il a collaboré avec d'autres chercheurs (Malpica-Cruz et *al.*, 1978; Ortlieb et Gastil, 1981; Bernat et *al.*, 1980; Gaven, 1980; Colletta et *al.*, 1981; Ortlieb et Hillaire-Marcel, 1984b). Stump (1981) s'est intéressé à la faune de ces mêmes dépôts, aussi Célis-Gutiérrez (1974, 1979, 1980), Célis-Gutiérrez et Malpica-Cruz, 1984).

Les progrès effectués en géochimie isotopique (^{18}O), en paléontologie, datations radiométriques (U/Th, ^{14}C), et en géophysique, apporteront des éléments nouveaux dans l'interprétation des transgressions marines dans la région. Ces disciplines analytiques sont combinées par certains précurseurs qui étudient la région dans une optique chronostratigraphique (Muhs et *al.*, 1994, 2006; Muhs et Hollidat, 1995; Muhs, 2002). Le cadre chronologique général est pour la première fois fourni par les courbes de variations isotopiques de l'oxygène de carbonates biogéniques des fonds océaniques (Shackleton et Opdyke, 1973, 1976; Shackleton, 1983; Shackleton et Chappell, 1985; Chappell et Shackleton, 1986; Shackleton et *al.*, 2002), et corrélé aux données fournies par les autres méthodes analytiques. Une échelle chronologique des variations du climat est établie, débutant avec les carottes V28-238/239 et V19-30 (Shackleton et Opdyke, 1973, 1976, Shackleton, 1983; Shackleton et Chappell, 1985).

En ce qui concerne le parc du Pinacate, de nombreux travaux virent le jour depuis la fin du dix-neuvième siècle, la curiosité et la fascination étant déclenchées par le passage obligé par le nord-ouest provenant d'explorateurs voyageant vers le sud. C'est une région qui fit à l'époque, et fait encore aujourd'hui sensation, de par son paysage lunaire et ses centaines de cratères. Des études sur la caractérisation des laves et la géochronologie sont réalisées depuis de nombreuses années (Gutmann et Sheridan, 1978; Gutmann, 2002, 2007; Gutmann et *al.*, 2000; Gutmann et Turrin, 2006; Turrin et *al.*, 2008) et d'autres chercheurs tels que Vidal Solano (2005).

III. Problématique

La problématique principale de ce travail est d'établir le lien entre les niveaux marins et la néotectonique. En effet, le nord-ouest du Sonora est une région où l'activité tectonique récente et sa répercussion sur son environnement immédiat sont peu connues. Pour cela, il est nécessaire de dater les dépôts marins affleurant le long du littoral, seuls témoins de ces transgressions déposés lors des hauts niveaux marins. Le contexte géodynamique du nord-

ouest du Sonora est lié au système de failles de San Andreas, de par son prolongement dans le golfe de Californie par la faille Cerro Prieto (fig. 2). Le transfert de la Basse-Californie de la plaque nord-américaine à la plaque Pacifique, qui a entraîné parallèlement l'ouverture du golfe, en fait un système tectonique complexe et unique au monde. Depuis le Quaternaire, la côte du Sonora est une région peu active en comparaison de la côte de la Californie, cependant son évolution néotectonique précise dans ce secteur et les mouvements verticaux enregistrés depuis le Quaternaire sont non-précisés, ni quantifiés. Les dépôts pléistocènes marins situés les plus proches de la faille (golfe de Santa Clara) sont d'ailleurs les plus élevés de toute la côte du Sonora, jusqu'à une élévation de +25 m (Ortlieb, 1987). Cette faille pourrait être à l'origine des mouvements verticaux récents locaux, observés sur le terrain, particulièrement des secteurs de Puerto Libertad et de Bahía Adair. Six échantillons de terrasses marines pléistocènes sont datés dans ce travail, afin d'établir la corrélation des niveaux marins et la néotectonique régionale, et évaluer la stabilité de la côte depuis le Pléistocène.

La problématique est semblable en ce qui concerne le lien entre le phréatomagmatisme qui a eu lieu au nord du massif volcanique du Pinacate, et celui de l'évolution paléo-climatique du secteur. Cela concerne principalement le rio Sonoyta, et ce aurait pu avoir une influence significative sur l'élévation de la nappe phréatique, et ultimement l'édification des cratères de type "maar" au Pinacate. L'âge du Cerro Colorado, cratère phréatomagmatique situé au nord-est du massif, est débattu depuis une cinquantaine d'années. Il serait donc impératif de connaître l'âge de l'éruption du cratère, pour pouvoir le corréler aux changements paléo-climatiques. Le projet original de dater des xénolithes issus de la même couche de cendres du Cerro Colorado, a ainsi été établi. Nous pourrions déterminer si le volcanisme phréatomagmatique doit être relié aux niveaux des nappes phréatiques, donc aux variabilités climatiques. La datation de roches extraites du même niveau de tuf n'a jamais été effectuée auparavant; elle amènera de nouveaux défis et contribuera à l'avancée de la méthode.

IV. Objectifs

L'objectif principal de cette recherche est la compréhension de l'évolution de la géologie et de la géomorphologie spécifiques à la région du Sonora, au moyen de la méthode de datation en luminescence optique. Le premier sous-objectif est l'application adéquate de la méthode de la luminescence optique aux dépôts marins littoraux. Ceux-ci reflètent l'équilibre entre les hauts niveaux marins et la tectonique régionale sur la côte du Sonora. Le meilleur outil pour la compréhension de la néotectonique est l'étude des terrasses marines, ou anciennes plages, déposées lors de stades interglaciaires. Elles sont d'autant mieux préservées lorsque la région a été soulevée récemment, c'est-à-dire au cours du dernier million d'années, en climat aride. La détermination des âges des terrasses marines échantillonnées par la luminescence optique est au coeur de ce mémoire. De plus, la datation de paléo-plages en luminescence optique n'a pas encore été effectuée dans cette région. L'étude des lignes de rivage permet aussi d'identifier des déformations récentes dans les régions localisées autour de failles actives ou soumises à des mouvements volcano-tectoniques. Ce type d'étude peut ainsi aider à long terme à la prévention des risques sismiques, qui dans cette région du monde sont bien réels. Le deuxième sous-objectif est la mise en place d'un programme de datation de roches volcaniques échantillonnées dans la couche de cendres solidifiées (tuf) d'un cratère phréatomagmatique, le Cerro Colorado, situé au nord-est du volcan-bouclier du Pinacate. Cette étude peut donner des indices concernant l'évolution hydrogéologique et paléoclimatique du secteur nord-est du Pinacate. Le but est de dater l'âge de l'éruption, donc la "naissance" de ce cratère, et ainsi préciser à quel moment l'eau était encore présente dans ce secteur, et son impact sur un massif basaltique récent.

L'objectif méthodologique principal de cette étude est d'obtenir des âges absolus sur les six terrasses marines et les quatre roches volcaniques analysées dans ce travail, qu'il est possible de corréliser avec le contexte géodynamique en place au Pléistocène. Il y a une trentaine d'années, les méthodes de datation telles que U/Th n'étaient pas assez développées et fournissaient des âges absolus dotés d'une très large incertitude, parce qu'effectuées surtout sur des coquilles de mollusques, et livraient souvent des âges radiométriques sous-

estimés comme on le verra plus loin (chap. 3). Aujourd'hui, les méthodes de datation ont évolué et livrent des âges absolus plus précis, comme la luminescence optique. Dans la présente étude, ils seront donc discutés, et de nouvelles hypothèses viendront s'ajouter, qui pourraient servir dans le cadre d'une recherche future.

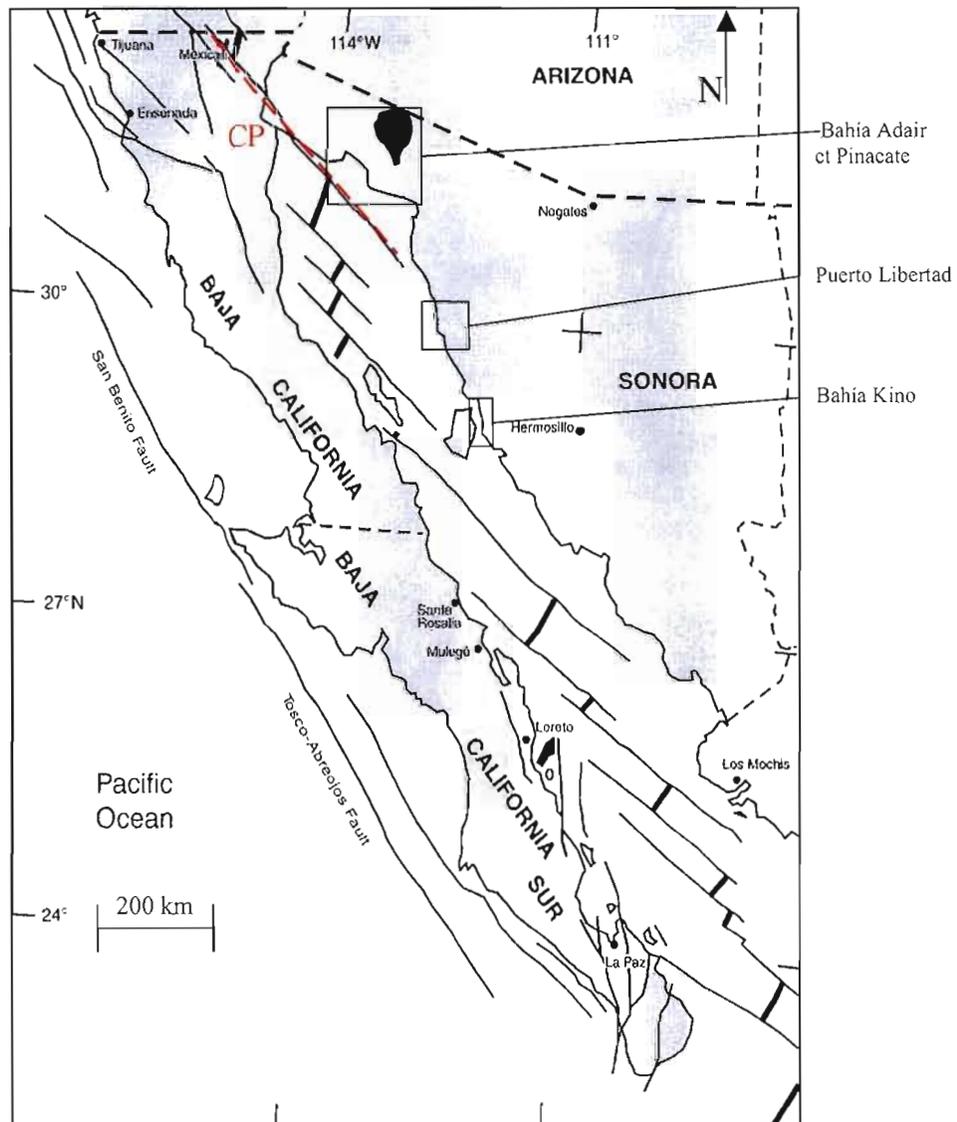


Figure 2. Carte géotectonique de la fracture du golfe de Californie, nord-ouest du Mexique. Les trois secteurs étudiés sont encadrés et identifiés. La faille active Cerro Prieto, la seule reliant le système de San Andreas au golfe est indiquée en rouge (CP). On observe la fracturation de direction NW-SE dans le golfe de Californie (Eros et *al.*, 2006).

V. Méthodes d'étude des paléo-niveaux marins

L'utilisation de plusieurs disciplines connexes liées à la géologie Quaternaire de cette région est nécessaire à l'établissement d'âges fiables, à savoir la cartographie et la stratigraphie des dépôts meubles et autres formations quaternaires, un travail de laboratoire de géochronologie en luminescence optique, une revue bibliographique, et des analyses complémentaires comme nous verrons plus loin. Pour faire une étude sur les variations des niveaux marins et en déduire la tectonique récente, les paléo-niveaux marins doivent être préalablement déterminés avec précision. Ils ne sont pas tous bien définis, mais celui du dernier interglaciaire, le sous-stade isotopique 5e, nommé en Amérique du Nord le Sangamonien, est le niveau le mieux défini en raison de l'accessibilité de l'observation de ses dépôts associés, et ce partout dans le monde.

Le Sangamonien représente le maximum de la dernière période "chaude", et est celui privilégié dans cette étude (fig. 3). Dans de nombreuses régions du globe considérées comme tectoniquement "stables", a été décrite une basse terrasse de quelques mètres d'altitude (+2 m à +10 m) marquant une phase de haut niveau marin datant du début du Pléistocène supérieur. De cette même terrasse observée correspondant au 5e, dès les années 1960, les résultats de dizaines de datations radiométriques effectuées sur des coraux et mollusques fossiles, couplées à des analyses de racémisation d'acides aminés associées à ces dernières, ont établi que cette phase de haut niveau marin date d'environ 132 à 115 ka, le plateau du sous-stade 5e étant évalué entre 128 et 116 ka (Shackleton et *al.*, 2002). Dans les régions en surrection rapide, cette même terrasse a été relevée à plusieurs dizaines de mètres d'altitude, comme par exemple jusqu'à +57 m au Pérou (Pedoja et *al.*, 2006). Le niveau eustatique moyen global est défini à environ +5 m \pm 1 m et accepté mondialement par de nombreux auteurs, (Ortlieb, 1987, 1991; Ledesma-Vásquez, 2002; Helenes et Carreño, 1999; De Diego-Forbis et *al.*, 2004; Caputo, 2007; Bardaji et *al.*, 2009). L'amplitude maximale des fluctuations du niveau marin au Quaternaire est de l'ordre de 120 mètres (fig. 3). Les phases stables se traduisent par l'édification de terrasses marines émergées et lignes de rivage, correspondant à des

maximums interglaciaires, ou par des minimums glaciaires correspondant le plus souvent à des terrasses sous-marines en bordure du plateau continental.

Il est aussi question du sous-stade isotopique 5a (env. 80 ka) et 5c (env. 105 ka), ultérieurs au sous-stade 5e, moins chauds et moins longs que le 5e, où le niveau marin n'a pas dépassé celui du niveau marin actuel, puis du stade 7, qui est quant à lui défini autour de 220 ka (fig. 3). Le stade 9 se situe vers 330 ka (Stirling et *al.*, 2001), alors que le stade 11 est un long stade interglaciaire, dont les dépôts indiquent un paléo-niveau marin mondialement reconnu à + 20 m, culminant il y a 400 ka (Olson et Hearty, 2008). Le Quaternaire est une période caractérisée par de nombreuses fluctuations climatiques de hautes fréquences. Il est donc privilégié pour l'étude des variations du niveau marin, qui peuvent être corrélées avec l'étude des mouvements continentaux, de nature tectonique. Cette période est également celle qui nous a fourni le plus de données analytiques, comme les carottes continues des fonds océaniques, qui nous ont fourni de précieux renseignements sur la géochimie isotopique, et donc sur le climat quaternaire.

Deux approches majeures furent utilisées pour reconstituer la position des anciens hauts niveaux marins au Pléistocène. La méthode la plus largement employée est néotectonique, qui consiste à déduire les élévations des paléo-niveaux marins, par interpolation, à partir des vitesses de soulèvement local. Cependant, cette méthode fournit de résultats fiables seulement si la côte s'est soulevée à une vitesse constante; une condition qui n'est presque jamais vérifiable. La deuxième approche est eustatique, qui fait appel à la composition en ^{18}O de carbonates biogéniques fossiles, en tant qu'indicateurs de proportions du volume des glaces vis-à-vis des eaux océaniques. Cette dernière a été employée à partir des courbes isotopiques obtenues des carottes océaniques d'une part, et d'autre part sur des tests de fossiles de coraux et de mollusques, associés aux terrasses marines correspondantes datées radiométriquement.

En ce qui concerne la partie nord de la côte du Sonora, on retrouve le long de la côte sauf au sud du Sonora (Guaymas) une ligne de rivage à +4 m ou +5 m, qui correspond au dernier haut niveau marin, le Sangamonien. Cette ligne disparaît au sud de Bahía Kino, et on

note deux endroits qui seraient plus vieux (Pléistocène moyen), dans le secteur de Bahía Libertad, où les dépôts contiennent des espèces éteintes au Pléistocène supérieur (*Encope grandis*), comme on le verra plus loin (sect. 3.2.3.1, chap. 3). On peut constater la position du niveau marin du dernier interglaciaire (5e) sur le graphique de la figure 3, élaboré par plusieurs équipes scientifiques, à partir de courbes obtenues par diverses analyses (TIMS, ^{14}C , âge α).

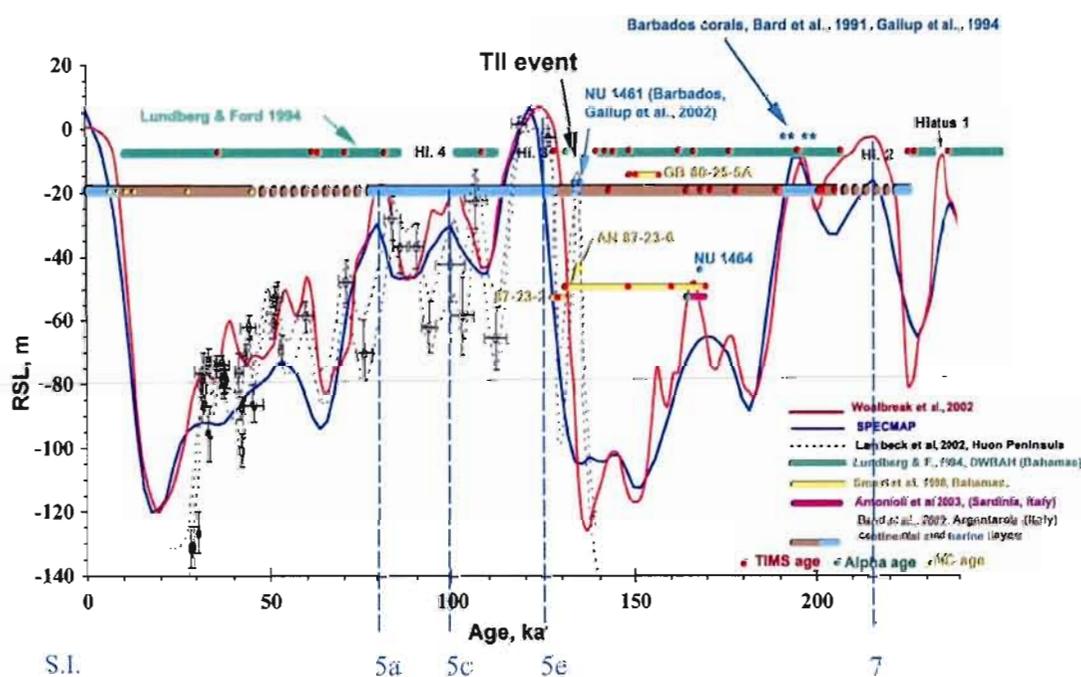


Figure 3. Illustration graphique de plusieurs courbes du niveau marin jusqu'au stade isotopique 7 (environ 220 ka), obtenues à l'aide de diverses méthodes analytiques (TIMS, ^{14}C , U/Th), surtout sur des coraux de terrasses marines émergées. Les stades et sous-stades isotopiques corrélés aux niveaux marins sont indiqués sous l'axe des abscisses en bleu. On remarque les deux hauts niveaux marins (5e et 7) qui sont montés plus haut que le niveau actuel. (modifié d'Antonioli et al., 2004)

VI. Méthode utilisée et autres analyses

Travaux de terrain

Plusieurs campagnes de terrain ont été effectuées afin d'étudier l'évolution latérale des dépôts et du littoral sur six secteurs de quelques kilomètres. Une trentaine de coupes stratigraphiques détaillées des terrasses marines sont décrites et analysées pour chaque site d'échantillonnage. Des lames minces faites à Hermosillo (ERNO) à partir d'échantillons littoraux (BAA-1, BKU-1, BLI-1) sont observées au microscope optique afin d'identifier les principaux constituants du dépôt avant les traitements de laboratoire. Le chapitre 3 présente tous les résultats de terrain.

Luminescence optique

La principale méthode utilisée dans ce travail est la luminescence optique. Le chapitre 2 y est entièrement consacré. Dans le cadre de cette étude, nous nous consacrons aux grains de feldspaths alcalins (sanidine, orthose, microcline), l'analyse des quartz et des plagioclases ne pouvant pas être effectuée dans le cadre d'une même maîtrise. Pour les mesures de la dose annuelle, des méthodes connexes ont été utilisées (spectrométrie alpha, comptage alpha et analyses neutroniques). Elles sont décrites en détails dans le chapitre 2.

Microscope électronique à balayage (MEB)

Des analyses au microscope électronique à balayage (MEB) de chaque échantillon sont réalisées sur le sédiment traité et analysé afin d'évaluer sommairement le taux en potassium des feldspaths potassiques. Cela servira également à identifier sommairement des minéraux contenus dans l'échantillon en question, et pouvoir effectuer des comparaisons sur des dépôts presque tous de nature différente, et évaluer sommairement le contenu en potassium. Tous les résultats des analyses ainsi que les photos correspondantes sont présentées dans l'appendice A.

VII. Plan de l'ouvrage

Le premier chapitre décrit d'une façon résumée la région du Sonora et son contexte géologique depuis le Tertiaire. Il relate l'histoire du volcanisme et de la tectonique au Sonora, puis se penche sur la géomorphologie du Sonora et ses particularités. Il situe ainsi le lecteur dans la région d'étude pour comprendre l'évolution géodynamique de l'ensemble du secteur analysé.

Le deuxième chapitre de cet ouvrage est consacré à l'introduction de la luminescence optique et à la description de la méthode, ses principes physiques et théoriques, ainsi qu'à la description des manipulations en laboratoire, qui ont toutes été effectuées au laboratoire Lux de l'UQÀM (M. Lamothe).

Les résultats des analyses des dix échantillons sont présentés dans les trois chapitres suivants. Le troisième chapitre est consacré à l'évolution géodynamique de la zone côtière, et présente la cartographie et l'échantillonnage des six terrasses marines étudiées, ainsi que leur évolution latérale. Le chapitre 4 dévoile les résultats des datations en OSL de ces dépôts marins. Le chapitre 5 décrit quant à lui le cratère du Cerro Colorado dans le contexte géodynamique du Pinacate, et présente les résultats des quatre échantillons de roches volcaniques analysées.

Le dernier chapitre (6) présente une synthèse chronologique et une interprétation géodynamique du secteur nord-ouest du Sonora, divisé en deux parties, soit la côte *via* les dépôts marins, et le nord-est du Pinacate. Des réflexions et suggestions sont évoquées pour d'éventuels travaux futurs.

Les appendices suivent, représentant des éléments d'information complémentaires; analyses du MEB (app. A), doses annuelles (app. B), synthèse des mesures de luminescence (app. C), planche de photos de fossiles marins (app. D), et la légende des coupes et des cartes (app. E).

CHAPITRE I

GÉOLOGIE ET GÉOMORPHOLOGIE DU SONORA

1.1. Cadre géologique du Sonora

La carte géologique du nord-ouest du Sonora est présentée (fig. 1.1), où sont encadrés les trois secteurs d'étude. Au nord-ouest, le premier secteur est celui de Bahía Adair, caractérisé par deux unités majeures: celle du Pinacate (en gris), qui consiste en un champ volcanique Plio-Quaternaire majoritairement basaltique, et l'unité de couleur beige pâle, représentant les dépôts alluviaux, fluviaux et lacustres de la formation Báucarit (molasse), déposés dans les grabens lors de l'épisode *Basin and Range*. Elle représente aussi les dépôts de sables et graviers non-consolidés du Plio-Quaternaire. Ceci inclus les dépôts de *bajada*, les sables éoliens, comme les dunes, et les dépôts détritiques. Au centre-ouest, le deuxième secteur est celui de Puerto Libertad. Comme le précédent, il est couvert par l'unité de la formation Báucarit, mais les pointes rocheuses consistent en des massifs plutoniques de composition granodioritique, appartenant à l'arc magmatique Laramide (90-40 Ma, Damon et al., 1983). On aperçoit en bleu turquoise des roches marines du Jurassique supérieur de la formation Cucurpe. Le dernier secteur se situe à Bahía Kino, plus au sud. Y affleurent aussi majoritairement des roches granodioritiques, et contient en plus des roches volcaniques côtières, qui incluent le volcanisme calco-alcalin issu de l'arc *circum-golfo* il y a environ 23-12 Ma, et le volcanisme mafique à bimodal de la province extensionnelle du golfe de Californie (GEP) daté d'environ 12 à 6 Ma.

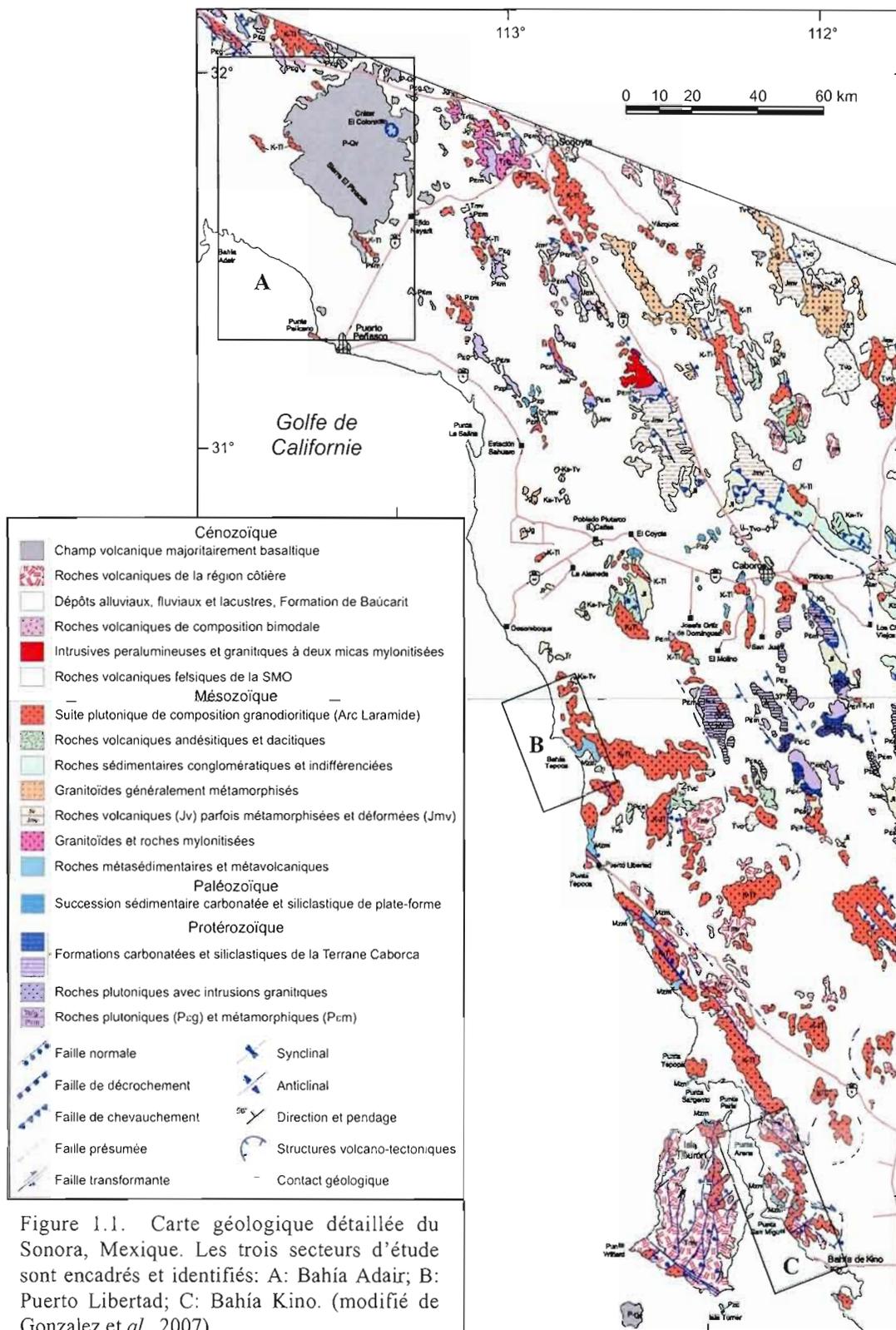


Figure 1.1. Carte géologique détaillée du Sonora, Mexique. Les trois secteurs d'étude sont encadrés et identifiés: A: Bahía Adair; B: Puerto Libertad; C: Bahía Kino. (modifié de Gonzalez et *al.*, 2007)

1.2. Contexte géodynamique du Sonora

La physiographie actuelle de l'état du Sonora est le résultat de deux événements géodynamiques majeurs qui ont affecté le nord du pays; le régime tectonique en extension du type *Basin and Range*, et l'ouverture du golfe de Californie à l'ouest. Cette morphologie en *Basin and Range* est caractérisée par une alternance de massifs granitiques et volcaniques faillés et de vallées allongées NNW-SSE, qu'on distingue clairement sur la figure 1.2. Ce paysage résulte d'une tectonique distensive qui débute au Tertiaire, dont les taux d'extension élevés ont entraîné depuis le Plio-Miocène un basculement important de blocs. Elle s'étend de chaque côté de la SMO et englobe totalement le secteur étudié. Lors de la subduction de la plaque Farallon sous la plaque nord-américaine, plusieurs épisodes volcaniques débutent à l'Oligocène (env. 30 Ma), qui donneront naissance à la Sierra Madre Occidentale (SMO). Durant le Miocène moyen vers 12 Ma, la subduction s'achève, et un épisode particulier débute, caractérisé par la mise en place de roches hyperalcalines sous forme d'ignimbrites rhyolitiques. Cet événement marque également la rupture du bloc continental qui a précédé l'ouverture du golfe de Californie (Vidal Solano, 2005). Depuis le début du Pliocène, vers 6 Ma, le golfe de Californie est affecté par une zone active de failles transformantes décrochantes, où coulissent les plaques Pacifique et nord-américaine (fig. 1.2).

La péninsule de Basse-Californie se détache de la plaque nord-américaine parallèlement à l'ouverture du golfe, et est maintenant solidaire de la plaque Pacifique. Le golfe de Californie représente une zone de limite de plaques transformante, comme le système de failles de San Andreas, le long duquel sa prolongation est relayée par la faille Cerro Prieto. La terminaison sud de cette faille demeure inconnue jusqu'à aujourd'hui. Cependant, des linéaments situés directement dans la prolongation possible de cette faille y seraient possiblement reliés, tels que la faille de Puerto Libertad (Gastil et Krummenacher, 1977) comme on le verra plus loin (*voir* sect. 1.2.4). À ce jour, les caractéristiques des mouvements verticaux associés au système de San Andreas sont encore peu connues du côté mexicain (Sonora).

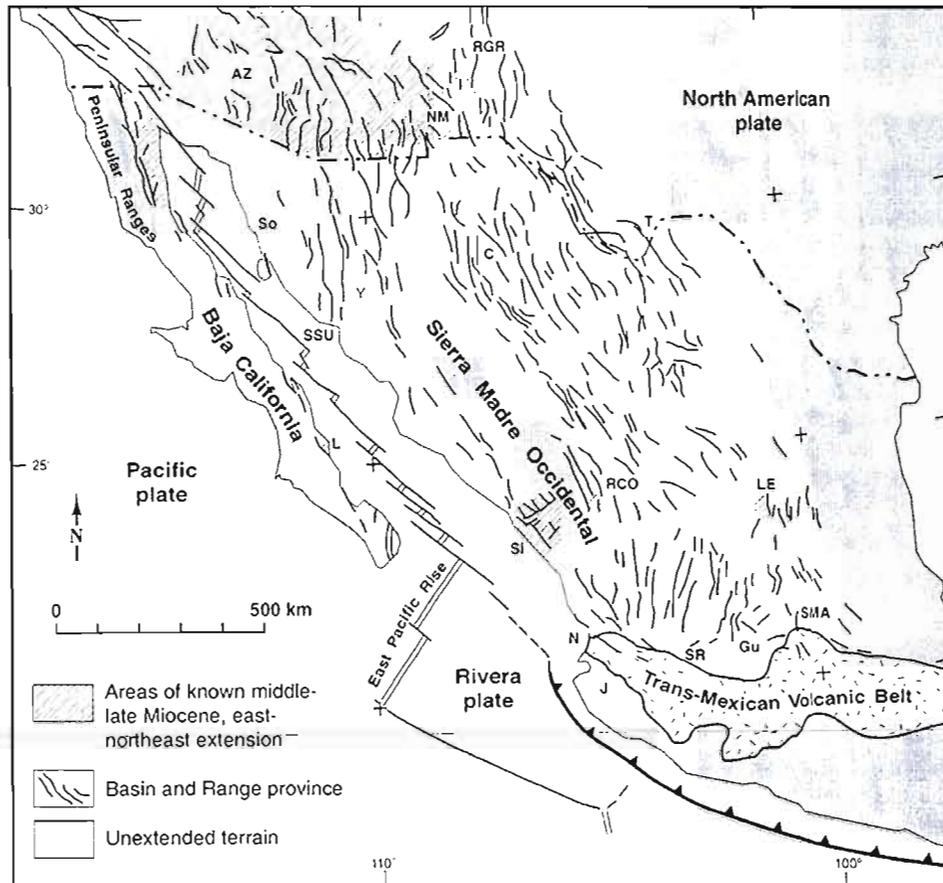


Figure 1.2. Carte géostructurale du nord et centre du Mexique, et étendue de la province tectonique du *Basin and Range*. La province *Basin and Range* est située de part et d'autre de la SMO. AZ = Arizona; NM = Nouveau-Mexique; RGR = Rift Rio Grande; So = Sonora; SSU = Sierra Santa Ursula; Y = Bassin du Rio Yaqui; C = Chihuahua; T = Trans-Pecos-Texas; L = Loreto; Si = Sinaloa; RCO = Graben Rio Chico-Otinapa; LE = terrain volcanique Los Encinos; N = Nayarit; SR = Santa Rosa; Gu = Guanajuato; SMA = San Miguel de Allende; J = Bloc de Jalisco. (Henry et Aranda-Gómez, 2000)

1.2.1 Le golfe de Californie

Le golfe de Californie est un système de rifts allongé suivant une direction NW-SE, qui s'étend sur plus de 1500 km. Il correspond à une zone d'extension, plus particulièrement à une succession de bassins *en échelons*, reliés par des failles latérales (fig. 1.2). Les bassins de la partie sud du golfe de Californie enregistrent l'épanchement d'une nouvelle croûte océanique depuis 3,5 Ma environ, contrairement à la partie nord où l'on observe seulement un amincissement de la croûte continentale (Aragón-Arreola et *al.*, 2005).

L'initiation de l'ouverture du golfe débute avec la formation d'un "proto-golfe", entre 14 et 12 Ma (Ledesma-Vásquez, 2002), lorsque la subduction de la plaque Farallón en-dessous de la plaque nord-américaine cessa. Ceci provoqua le fractionnement de la plaque subductante Farallón en plusieurs micro-plaques au Miocène (Juan de Fuca, Cocos, Rivera, Nazca). L'arrêt de la subduction enclencha dans un premier temps la formation de failles transformantes le long de la marge continentale, puisque la plaque du Pacifique resta en mouvement. Dans un deuxième temps (début du Pliocène) elle induit la "soudure" des microplaques avec la plaque du Pacifique, et donc le transfert de la péninsule de la Basse-Californie de la plaque nord-américaine à celle du Pacifique. La plaque Pacifique est la plaque tectonique terrestre la plus grande, et possède la plus grande vitesse de déplacement (fig. 1.3). Dans la théorie de la tectonique des plaques et les modèles de convection du flux de chaleur, cette dernière génère la plus grande énergie cinétique sur Terre (Quéré, 2008). Ainsi, la plaque Pacifique se déplace vers le nord-ouest à une vitesse absolue d'environ 8,1 cm/an, alors que la plaque nord-américaine se déplace plus lentement vers le sud-est, à un taux d'environ 2,5 cm/an. Le régime transformant de direction NW-SE et la migration de la dorsale vers le nord permirent ainsi l'ouverture du golfe de Californie (Lizarralde et *al.*, 2007).

Le rifting du golfe de Californie forme donc la limite transtensionnelle entre la plaque Pacifique et la plaque nord-américaine. L'évolution oblique de ce système de rift implique la migration de la déformation vers le NW (Aragón-Arreola et *al.*, 2005), tout

comme la péninsule de Basse-Californie. Plusieurs systèmes de rifts ont été identifiés et un modèle de “variations dans les styles” de rifting a même été proposé (Lizarralde et *al.*, 2007). De nombreuses études ont été et sont actuellement réalisées sur le golfe, notamment des analyses géophysiques et géomagnétiques, ainsi que des profils de sismique-réflexion. L'étude des bassins du golfe est impérative pour comprendre l'évolution du rifting dans la région. Ceux-ci présentent des profondeurs variées (<2000 m), chacun délimités par des blocs et des effondrements, et contenant jusqu'à 1000 m de sédiments. Quelques bassins du golfe ont été particulièrement bien étudiés (Carriquiry et *al.*, 2001), dont ceux de Wagner, Delfin, Salsipuedes et Tiburón.

1.2.2. Le système de failles de San Andreas

La faille de San Andreas, long couloir faillé d'une largeur de 50 km environ, est la faille la plus longue du globe (1000 km), et la plus célèbre. Localisée le long de la côte pacifique américaine en Californie, la faille de San Andreas est constituée par un réseau complexe de failles transformantes, orienté globalement NNW-SSE (fig. 1.3). Elle est très étudiée en raison de sa forte activité sismique, de la densité démographique importante de l'état de Californie, ainsi que pour la localisation de San Francisco sur la trajectoire de la faille, et de Los Angeles, 2ème ville la plus peuplée des États-Unis, qui se situe à quelques kilomètres de la faille.

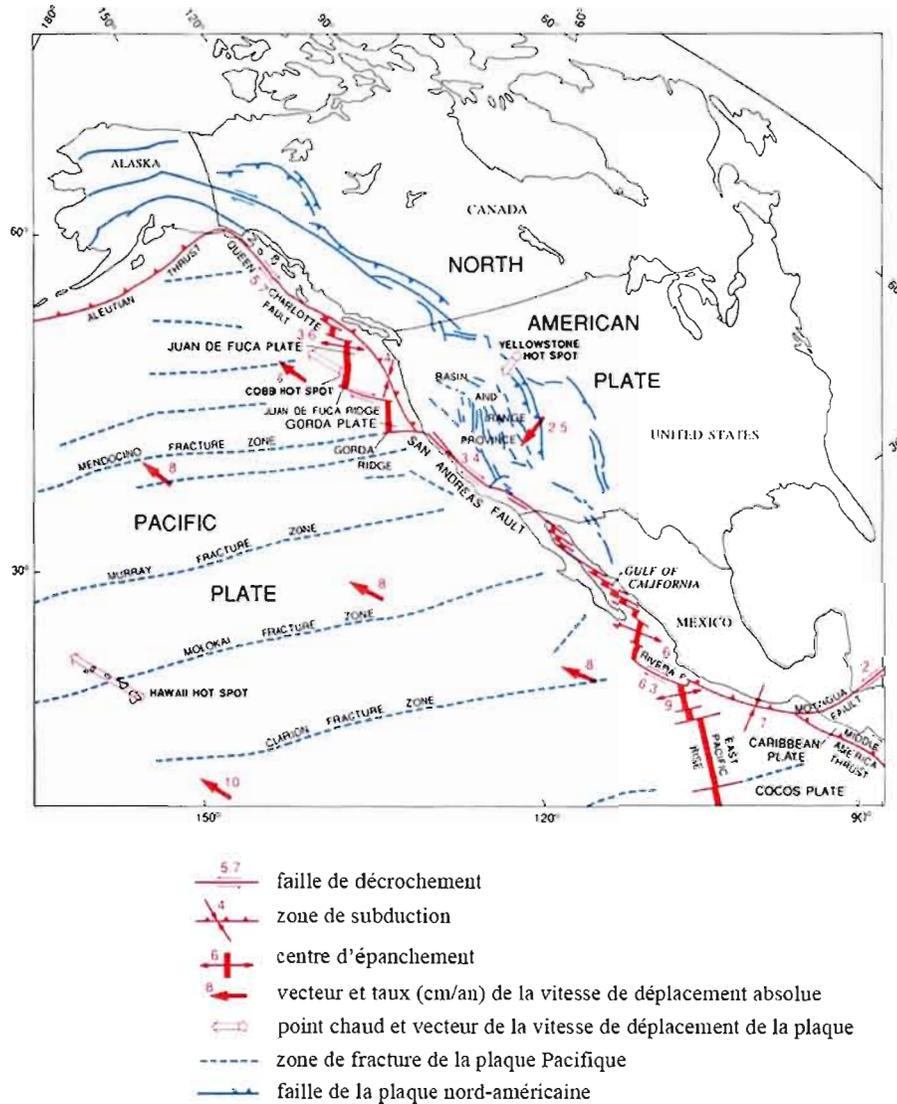


Figure 1.3. Carte tectonique de la zone de limite des plaques Pacifique et nord-américaine, qui forment le système de failles de la côte ouest de l'Amérique du Nord, et les zones de fractures associées. La plaque Pacifique coulisse à environ 8 cm/an vers le NW le long de la plaque nord-américaine, qui elle progresse en direction SE à environ 2,5 cm/an. On voit le système de rifts dans le golfe de Californie, qui succède à la faille San Andreas, et les points chauds. (modifié de Drummond, AAPG, 1981).

1.2.3. La faille Cerro Prieto

L'importante faille de décrochement dextre Cerro Prieto (CP) est située à l'extrême nord-ouest du Sonora, dans la vallée de Mexicali (fig. 1.4), et représente le lien entre le système de failles du golfe de Californie et celui de San Andreas (Gastil et Krummenacher, 1977). Elle se prolonge dans le golfe probablement jusqu'au niveau du bassin de Wagner mais sa terminaison exacte demeure inconnue. C'est une faille active, qui, selon des évidences géomorphologiques, comme la présence de terrasses pléistocènes surélevées dans le secteur, aurait joué durant le Quaternaire (Ortlieb, 1987). En effet, les terrasses marines les plus élevées du Sonora, qui se trouvent jusqu'à +25 m au-dessus du niveau marin actuel, se situent dans la région du golfe de Santa Clara, à proximité de cette faille (fig. 1.4). La faille CP a joué actuellement, en février 2008, provoquant 5 séismes de magnitude comprise entre 5 et 5,5, ainsi que plus de 300 répliques de magnitude 2 à 4,8, ayant pour épïcêtre le nord-ouest de la faille CP (Vidal Villegas et *al.*, 2008). Celle-ci traverse un bassin associé au système de San Andreas de direction NW-SE, et soulève des blocs anciennement basculés. Cela expliquerait les hautes élévations des terrasses marines du golfe de Santa Clara et déterminerait l'existence de déplacements verticaux et en surface. Le champ géothermique de Cerro Prieto, est un vaste bassin extensionnel, où se situe également le volcan Cerro Prieto (Puente et De La Peña, 1979). Ils se situent tous deux sur la trajectoire de cette faille.

Les linéaments de Puerto Libertad

Les linéaments de Puerto Libertad traduisent la présence d'une série de failles normales orientées NNW-SSE, dans le secteur de Puerto Libertad (fig. 1.5). Sur le terrain ils sont facilement observables, ayant recoupé et faillé des dépôts sédimentaires quaternaires et volcaniques miocènes. Ils pourraient correspondre à la prolongation vers le sud de la faille Cerro Prieto, comme il est avancé sur la carte ci-dessous. Les linéaments ont en effet la même direction NNW-SSE. L'existence de déplacements verticaux de la faille Libertad n'est pas précisée mais est fort probable avec les décrochements latéraux.

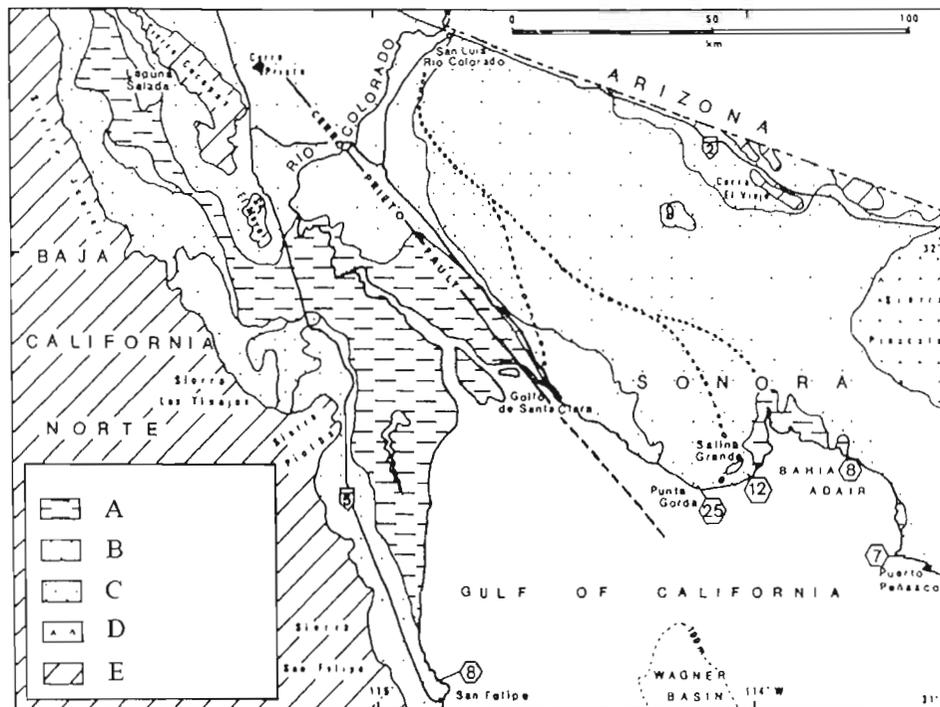


Figure 1.4. Carte géologique des dépôts quaternaires du secteur nord du golfe de Californie et localisation de la faille Cerro Prieto. A: plaine d'irrigation; B: *bajadas* et alluvions; C: sables éoliens; D: roches volcaniques quaternaires; E: substrat pré-Quaternaire. Les chiffres situés dans les hexagones représentent l'élévation des terrasses. (modifié de Ortlieb, 1987)

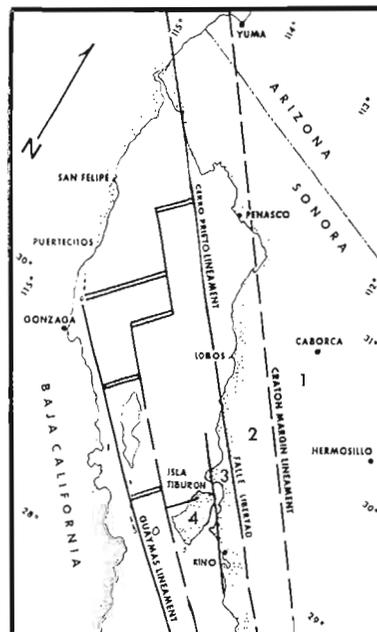


Figure 1.5. Carte structurale des principaux linéaments du secteur nord du golfe de Californie, où l'on observe le lien entre la faille Cerro Prieto évoqué avec la faille Libertad. (Gastil et Krummenacher, 1977)

1.3. Le volcanisme au Sonora

1.3.1 Le volcanisme Tertiaire

Le Mexique possède une histoire magmatique complexe, et les roches d'origine magmatique couvrent environ deux tiers de son territoire. Des batholites granitiques d'âges divers édifiés depuis le Crétacé affleurent régulièrement le long de l'axe NW-SE, appartenant à diverses phases magmatiques répertoriées jusqu'à l'Actuel (Demant et Robin, 1975). C'est le cas des plutons laramiens datés entre 90 et 40 Ma, qui sont des témoins de l'activité magmatique liée à la subduction Pacifique, tout comme l'édification de la Sierra Madre Occidentale (SMO) plus à l'est (Damon et *al.*, 1983).

La Sierra Madre Occidentale est une province volcanique qui se situe à l'est du Sonora et à l'ouest du Chihuahua, et traverse le Mexique suivant une direction NNW-SSE (fig. 1.1). Elle a été édifiée lors de trois épisodes magmatiques majeurs débutant à l'Éocène, puis à l'Oligocène, se terminant au Miocène inférieur. Cette chaîne de montagnes longue de plus de 2000 km possède une altitude moyenne de 2000 m, et constitue une barrière naturelle puissante entre la région du golfe de Californie et les hautes terres du Mexique central. La Sierra Madre Occidentale représente la province volcanique d'ignimbrites la plus volumineuse au monde (*Large Ignimbritic Province*). Elle correspond à un vaste plateau ignimbritique constituée d'un empilement de roches acides calco-alcalines à hyper-alcalines ainsi qu'à de puissantes intercalations de basaltes. Puisqu'elle a été édifiée en plusieurs phases volcaniques, à plusieurs époques, on peut observer des unités tuffacées et de laves basaltiques, qui alternent avec des molasses continentales déposées lors de la phase extensive subséquente qui débuta au Miocène qui donna lieu à la morphologie en *Basin and Range*.

Le Sonora est caractérisé par une alternance de massifs faillés et de vallées allongées NNW-SSE, faisant partie de la province structurale du *Basin and Range* (fig. 1.6). Cette province, caractérisée par une alternance de chaînons et de vallées allongés suivant une

direction N-S à N-NW couvre les états du Sonora, Sinaloa, Chihuahua, Durango et Nayarit (Henry et Aranda-Gómez, 2000). L'épisode appelé *Basin and Range* est originairement divisé en 2 événements; l'un d'âge Oligocène (35-29 Ma) et l'autre Miocène (23-20 Ma) (Henry et Aranda-Gómez, 1992). L'épisode d'extension a provoqué le basculement de blocs crustaux et s'est accompagnée de volcanisme basaltique à tendance de plus en plus alcaline. Au Miocène débute la phase principale d'extension, qui forme des bassins endoréiques orientés NNW-SSE, où s'accumulent des sédiments continentaux (molasses) connus sous le nom de la formation Báucarit. La phase extensive se poursuit tout le long du Miocène, et provoque un amincissement de la lithosphère dans la région.

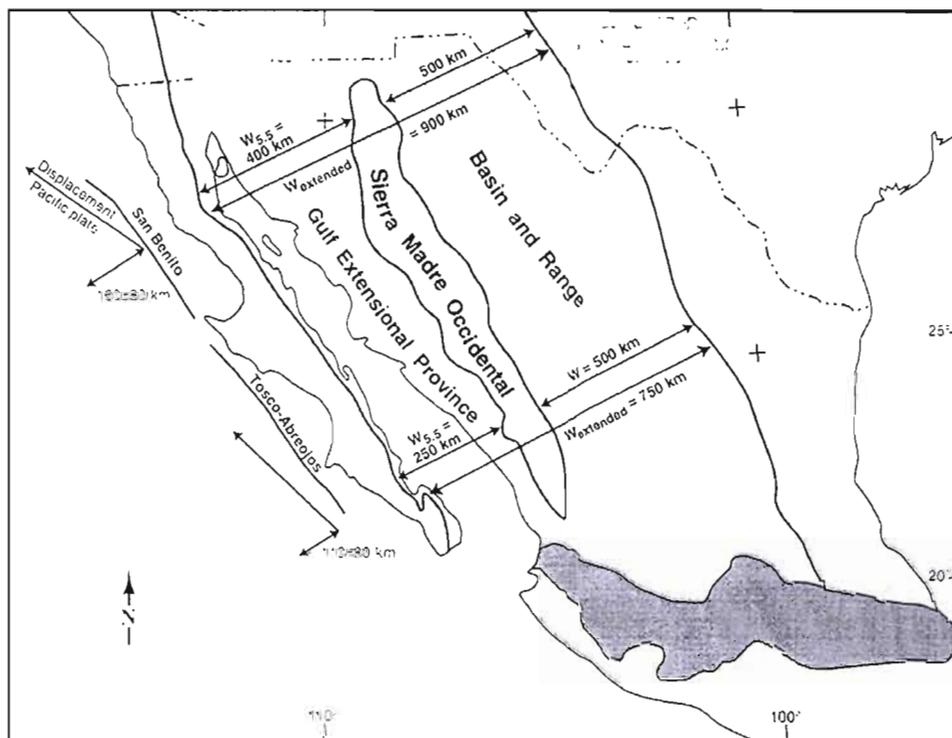


Figure 1.6. Carte des provinces structurales majeures au nord du Mexique, et interprétation de l'épisode d'extension entre 13-5.5 Ma, au Miocène. Il résulte du fractionnement du système oblique entre la plaque Pacifique et nord-américaine (NW-SE) et de l'extension associée à la plaque nord-américaine (GEP, SMO, *Basin and Range*). L'extension provoquée au sud et au nord est indiquée en kilomètres, ainsi par exemple la province du GEP s'est étendue de 400 km, alors que celle du *Basin and Range* s'est allongée au nord d'environ 500 km. (Henry et Aranda-Gómez, 2000)

1.3.2 Le volcanisme Quaternaire : le Pinacate

Le Pinacate et le Grand Désert d'Altar forment une Réserve mondiale de la Biosphère située dans le nord-ouest du Sonora, bordant la frontière américaine (fig. 1.7). Le Pinacate est un volcan-bouclier d'âge Quaternaire d'une superficie d'environ 2000 km², constitué de près de 400 édifices volcaniques et de coulées basaltiques. Son point le plus haut culmine à +1291 m, au sommet du volcan Santa Clara. Ses coulées ont une composition de basaltique à trachytique. Le Pinacate est connu pour ses caractéristiques géomorphologiques quaternaires très bien exposées, parfaitement conservées dans ce climat aride. Il a fait l'objet de nombreux travaux (Lynch, 1981; Gutmann et Sheridan, 1978; Gutmann, 2002, 2007; Lynch *et al.*, 1993; Gutmann et Turrin, 2006).

Le Pinacate est constitué principalement de basaltes, d'hawaïtes et de dépôts de cendres. Des traces de roches trachytiques ont cependant été localisées au coeur du volcan ancien Santa Clara et datées à 1,7 Ma (Paz-Moreno et Demant, 2002, 2004). Le Pinacate est formé de centaines de cônes cinéritiques d'où sont issues des coulées de lave, le plus souvent de type aa. La plupart de ces édifices récents correspondent à des *spatter cones* (cônes de projection soudés) dont la coloration rouge est bien marquée sur le terrain. Des dépôts de lapillis et de tufs recouvrent les coulées plus anciennes. Une dizaine de cratères et de pseudo-cratères résultant d'effondrement circulaires constituent les structures les plus caractéristiques du massif; ils sont de type *maar*, et marquent la rencontre explosive du magma remontant avec la nappe phréatique. Les cratères les plus imposants sont le Mc Dougall, le cratère Elegante et le Cerro Colorado (fig. 1.7), bien que ce dernier, qui est celui étudié dans ce travail, ne soit pas classé *maar* comme nous le verrons plus loin (*voir* sect. 5.1).

L'âge du massif du Pinacate a été abondamment discuté, et en partie résolu par les datations K/Ar effectuées par Lynch (1981). En dehors du volcanisme quaternaire, un épisode plus ancien de volcanisme a été identifié par Lynch, dont les âges sont compris entre 15 Ma et 11 Ma, qu'il définit sous le terme d'épisode pré-Pinacate. Ce dernier est caractérisé par une phase volcanique hyper-alkaline (Vidal Solano, 2005).

Le volcanisme de type essentiellement basaltique a débuté il y a environ 1,2 Ma, et s'est poursuivi jusqu'à l'Holocène. En effet, des datations de laves tholéitiques ont été datées à 13 ± 3 ka par $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur les laves du "Yves flow" (Turrin et al., 2008), coulée récente située à la pointe sud du Pinacate (fig. 1.7). On peut observer également sur le terrain des laves récentes très acérées qu'on nomme *malpaïs*, qui signifie en français "mauvaise terre", car il est extrêmement difficile d'y circuler, même à pied. On les aperçoit aisément sur la figure 1.7, car ils sont les plus sombres, noirs, leur récent dépôt faisant en sorte que l'altération n'ayant que peu encore joué à ce stade-ci. On note aussi la présence de nombreuses *sebkhas* ou *playas*, dépressions à fond plat et à sédimentation argileuse présentes en général au fond des cratères, qui indiquent une grande abondance d'eau durant le début de l'Holocène (Vidal Solano, 2005).

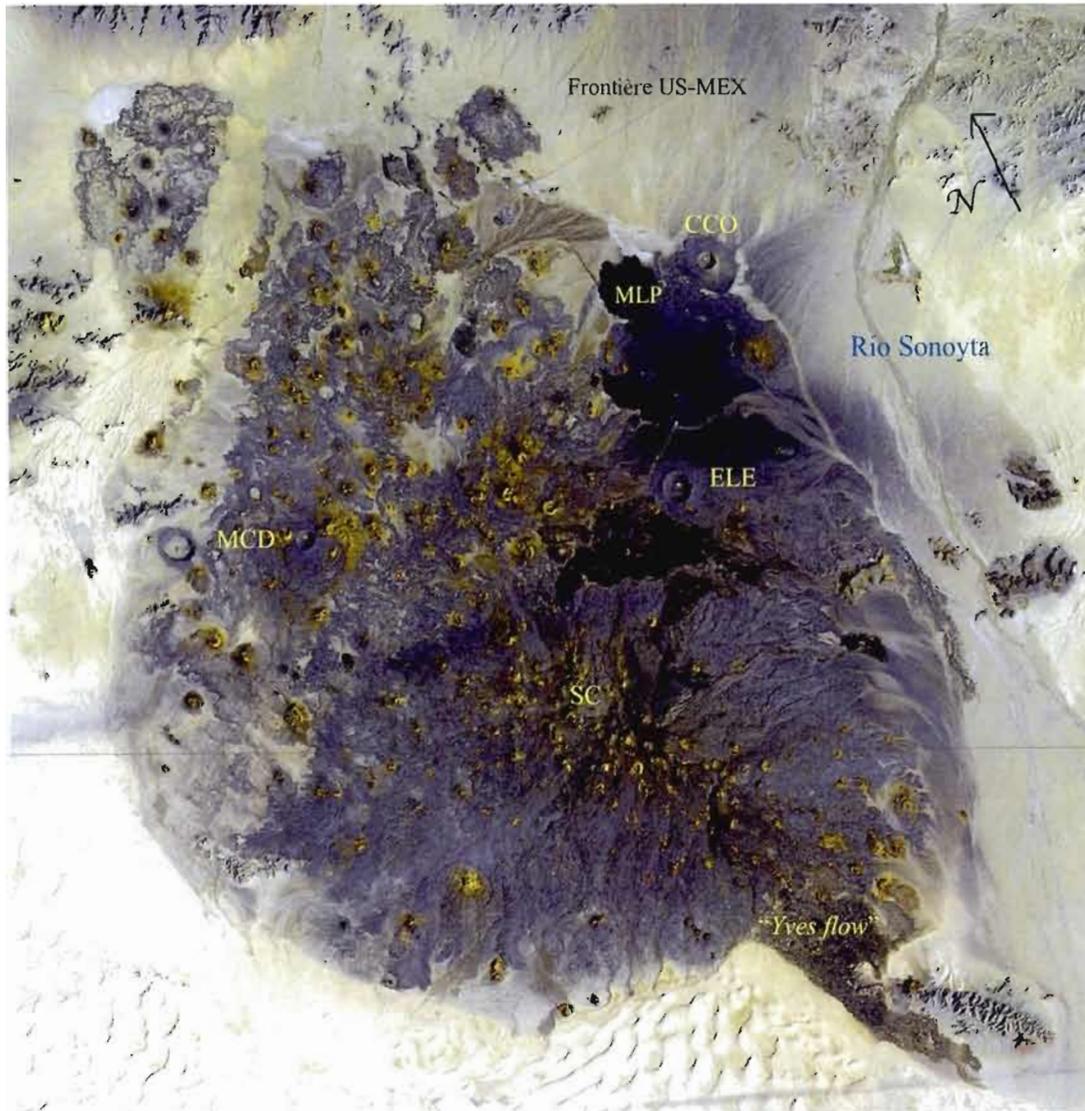


Figure 1.7. Image satellite du Pinacate et localisation des cratères phréatomagmatiques du Cerro Colorado (CCO), de l'Elegante (ELE) et de Mc Dougall (MCD), le volcan Santa Clara (SC) ainsi que les coulées basaltiques récentes: le *malpaís* (MLP) et le « *Yves flow* » daté à 13 ± 3 ka par $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Turrin *et al.*, 2008). On distingue nettement le rio Sonoyta dévié aux abords du volcan-bouclier, et la frontière internationale. (USGS, Landsat L7, 2002)

1.4. Cadre physiographique et géomorphologique du Sonora

1.4.1. Topographie

Les paysages du Sonora sont variés, débutant par une topographie assez plane, une marge continentale dotée d'une faible pente, pour atteindre, à travers de nombreux reliefs, la Sierra Madre Occidental, jusqu'à une altitude 3000 m, jusqu'à la frontière avec le Chihuahua. Une série variée de morpho-séquences quaternaires recouvre en partie la partie occidentale du Sonora. Une partie du désert côtier est constituée d'une large "couverture sableuse" (dunes) interdigitée entre les dépôts de *bajada* (voir sect. 1.4.3.2.). La végétation du Sonora est caractérisée par une flore abondante; des arbustes (*palo verde*, *ocotillo*), des broussailles et des centaines d'espèces de cactus, tel le *saguaro*, pouvant atteindre 15 m de hauteur. La topographie est variée, représentée par des collines basaltiques et granitiques, séparées par de vastes vallées, les vallées et les collines étant orientées SE-NW. Des sédiments détritiques ont rempli les dépressions (molasses de la formation Báucarit), et une couverture éolienne composée de sables fins recouvre surtout le nord-ouest de l'état. Elle est marquée par une géomorphologie variée, façonnée et conservée par le climat aride, qui vraisemblablement est resté sec jusqu'à aujourd'hui, prouvé par l'existence d'un endémisme de nombreuses espèces animales et végétales, ce qui impose la stabilité d'un climat aride. Également, une étude géochronologique par U/Th de la genèse de la calcite (CaCO₃) pédogénique au Pinacate révèle que la région a le même climat depuis 150 000 ans (Slate et *al.*, 1991)

1.4.2. Hydrographie

En raison de son extrême sécheresse, l'état du Sonora possède actuellement un réseau hydrographique peu développé. En raison de son extrême aridité et du peu d'apports en eau, mais aussi à cause de la surexploitation à des fins agricoles, les nappes phréatiques sont

généralement rabattues sur plusieurs dizaines ou centaines de mètres. Peu de cours d'eau irriguent la région, et aucun n'est assez profond pour être navigable. Quelques-uns parcourent l'état, et se jettent dans le golfe de Californie. Celle-ci représente d'ailleurs la principale source d'eau pour l'ensemble du Sonora. Les principaux cours d'eau sont en commençant par le nord, le rio Sonoyta à l'est du Pinacate, le rio Concepción au nord du rio Magdalena (fig. 1.8). Au centre coulent le rio Sonora, et au sud le rio Yaqui et le rio Mayo. Seul le rio Sonora se situe proche d'un des secteurs d'étude.

En été, les pluies au Sonora sont soudaines et violentes et remplissent rapidement les chenaux et incisent les sédiments quaternaires. Lors des étés très chauds et secs du nord-ouest du Sonora, (jusqu'à 50°C à l'ombre), de nombreux rios sont à sec. Les rios au sud de l'état ne s'assèchent pas en raison du climat moins aride. La question de l'eau est importante dans ce travail, et en ce qui concerne les échantillons de roches volcaniques, nous nous intéresserons plus particulièrement au rio Sonoyta qui coule depuis l'est du Pinacate. Ce cours d'eau, le seul important au nord de l'état, a subitement changé de direction de près de 90° aux abords du Pinacate, comme on le verra plus loin en détail (sect. 5.1). Il est mentionné dans la littérature-qu'il aurait probablement rejoint le delta du rio Colorado, ou encore l'estuaire de la baie Adair (Gutmann, 2007). Il aurait joué un rôle significatif pour l'apport de l'eau dans les processus phréatomagmatiques observés au Pinacate. L'âge de la formation du cratère du Cerro Colorado nous fournira donc des informations précieuses sur la dynamique géohydrographique du secteur du champ volcanique.

Le delta du rio Colorado

L'embouchure du rio Colorado, fleuve d'importance majeure prenant sa source aux États-Unis, se situe à l'extrémité septentrionale du golfe de Californie. Les apports en sables et limons ont eu une influence considérable sur la sédimentation et la géomorphologie de l'extrême nord-ouest du Sonora. Elle se présente sous la forme d'un immense delta qui sépare le Sonora de l'état de Basse-Californie (fig. 1.4). Il est unique en son genre car sa position géographique est contrôlée par sa situation entre des montagnes, telles que la Sierra Cucapah (Puente et De La Peña, 1979), bordées par des failles transformantes, appartenant aux systèmes de failles de San Andreas et du golfe de Californie. Le rio Colorado, ainsi que le delta qu'il a généré, ont joué un rôle déterminant dans l'apport sédimentaire du nord de la région en drainant d'importantes quantités de sédiments. Il constitue la frontière entre l'état de la Basse-Californie et celui du Sonora. Il prend sa source à plus de 2250 km au nord et son flux annuel moyen se situe autour de $20,3 \times 10^9 \text{ m}^3$ (Kasper-Zubillaga et *al.*, 2006).

Il constitue l'apport majeur de la région en eau pour la population, l'électricité, l'irrigation, l'industrie et le divertissement, pour 7 états américains et 2 mexicains (USGS, 2009). Son flux est ainsi depuis quelques années instable, car les pluies diluviennes ou la sécheresse conduisent à des changements significatifs de son apport hydrique. Il a subi en 2007 sa période la plus sèche de son histoire, ce qui cause actuellement une augmentation de la pression des besoins anthropiques (USGS, 2009).

Sa décharge actuelle est très faible, ayant été surexploité et mal protégé, ce qui ne permet pas de répondre à tous les besoins d'une si grande région. Il aura pourtant charrié au cours du Plio-Pléistocène d'énormes quantités de sédiments, qui ont contribué à l'entière sédimentation du nord du golfe. C'est la source des larges quantités de sables qui formeront, au cours de l'Holocène, les dunes du désert d'Altar et les dépôts littoraux depuis le Pléistocène.

1.4.3. Géomorphologie

1.4.3.1. Le système désertique

Le désert du Sonora

Le désert de Sonora recouvre environ 310 000 km² de part et d'autre de la frontière mexico-américaine (Stoppato et Bini, 2003) (voir fig. 1.8). Le désert du Sonora possède des climats variés liés aux grands variations d'altitude, mais aussi de latitude, le sud de l'état faisant partie de la zone sub-tropicale. L'ensemble de la région étudiée est majoritairement désertique, faisant partie intégrale du désert de Sonora. Le désert recouvre une partie du nord-ouest du Sonora, et il est constitué d'immenses étendues de basse altitude, planes et sableuses, abritant une faune et une flore fréquemment endémiques. Il abrite le plus grand champ de dunes et d'ergs du continent nord-américain, nommé *Gran Desierto Sea*, situé au nord-ouest de l'état et qui s'étend de part et d'autre de la frontière, dont le désert d'Altar qui en fait partie. Toutes les particularités géomorphologiques sont aisément visibles sur les images satellitales ou les photos aériennes, étant donné l'extrême aridité de la région qui les conserve parfaitement.

Ce n'est pas un désert de type saharien sans végétation, mais bien au contraire un désert aride à subtropical complexe, possédant 7 à 8 divisions différentes basées essentiellement sur la flore qui est exceptionnellement riche. Plusieurs phénomènes expliquent cette particularité; sa pluviométrie en deux intervalles, une morphologie ainsi qu'une géologie très diversifiées qui permettent le développement d'une importante variété de végétaux (Stoppato et Bini, 2003). L'existence d'un endémisme animal et végétal impose que le climat Quaternaire était semblable au climat actuel, c'est-à-dire chaud et sec, ce qui est confirmé par la nature des micro-organismes marins tels que des foraminifères qui indiquent que la température des eaux littorales du golfe est restée élevée depuis cette période (Ortlieb, 1987).

Le désert d'Altar

Le désert d'Altar, qui fait parti intégrante du secteur physiographique du désert du Sonora, est situé au nord-ouest de l'état du Sonora, bordant de ses dunes le Pinacate, et s'étendant jusqu'au delta du rio Colorado vers l'ouest (fig. 1.9). Il fait partie du *Grand Desierto Sea*, qui fait une superficie de 5700 km² et s'étend de part et d'autre de la frontière (Lancaster, 1993). Il reçoit une précipitation annuelle moyenne de 250 mm (Kasper-Zubillaga et al., 2006). Le désert d'Altar a un rôle important dans la sédimentation éolienne de la région.

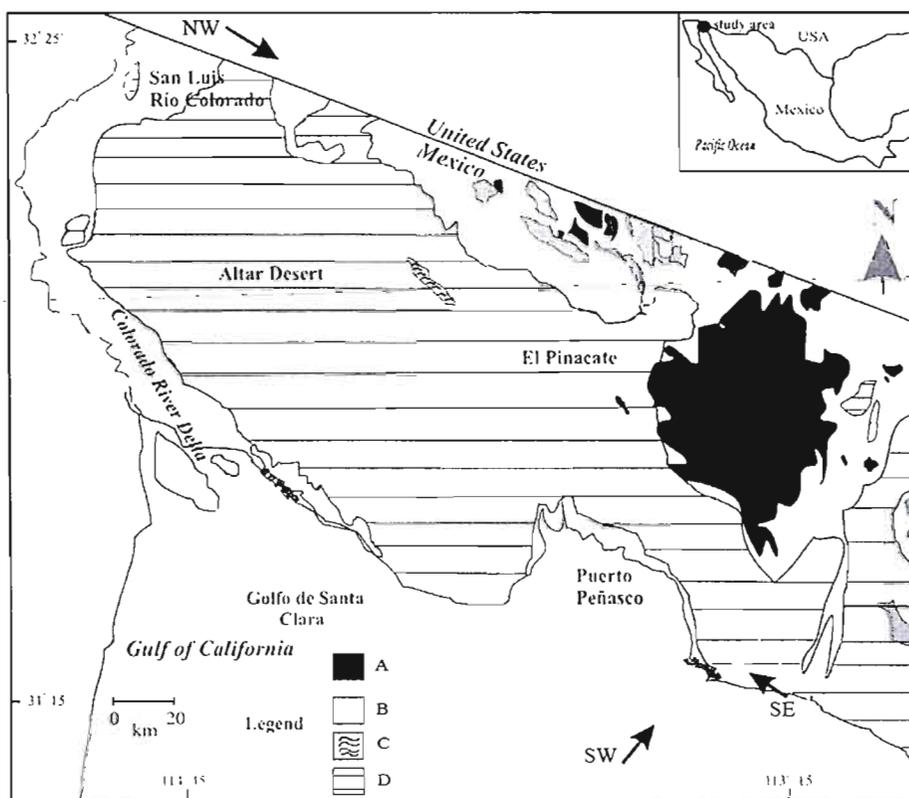


Figure 1.9. Carte géomorphologique simplifiée du secteur du parc du Pinacate et du désert d'Altar. La direction des vents dominants sont indiqués par les flèches. La géologie de surface est: A: basalte (Pinacate); B: granodiorite; C: roches métamorphiques; D: dunes. (modifié de Kasper-Zubillaga et Carranza-Edwards, 2005)

1.4.3.2. Dépôts de *bajada*

Les dépôts de *bajada*, également nommés dans la littérature dépôts de piémont, sont une particularité morphologique observée partout au Sonora (fig. 1.10). Ils désignent des dépôts quaternaires, meubles, alluvionnaires, et rougeâtres recouvrant la plupart des unités géologiques. Le terme *bajada* désigne des glacis détritiques, formés de matériel alluvial. Les *bajadas* comptent parmi les traits typiques de la province de *Basin and Range*, et consistent en des cônes alluviaux rougeâtres déposés au pied des massifs rocheux. Ils résultent des conditions climatiques et paléoclimatiques propres au sud-ouest américain et au nord-ouest mexicain. Ils sont formés par la coalescence de cônes alluviaux et torrentiels et possèdent une très forte porosité. Ainsi le matériel très fin se retrouve en aval, où l'eau qui s'infiltré l'entraîne avec lui. Les sédiments accumulés proviennent exclusivement de la dégradation mécanique (désagrégation des roches et enlèvement des débris par l'eau de ruissellement) et chimique (altération et dissolution par les eaux atmosphériques) des roches du substratum en amont. Le matériel est anguleux ou sub-anguleux car l'eau de ruissellement n'est pas suffisante pour arrondir les grains (Ortlieb, 1987).

On aperçoit toujours nettement la limite supérieure entre les *bajadas* et le relief rocheux, le plus souvent sous forme de cônes ou de talus d'éboulis. Dans les régions côtières, les *bajadas* peuvent comprendre un grand volume de sédiments lorsqu'ils sont contemporains des périodes de bas niveau marin (glaciaires). Les phases d'érosion seraient ainsi caractéristiques des périodes de haut niveau marin (interglaciaires). Cette hypothèse implique donc des implications paléoclimatiques importantes, étant donné la grande distribution de ce type de morphologie dans le secteur. Ces dépôts constituent également presque toujours la partie supérieure des sections étudiées dans ce travail. Ils recouvrent fréquemment des dunes meubles ou consolidées (éolianites par exemple). Ils possèdent aussi généralement une teneur élevée en feldspaths alcalins, provenant de la dégradation des massifs granitiques.



Figure 1.10. Photo du haut de la séquence marine (unité B), recouverte par un dépôt de *bajada* (unité C) sur la plage de Bahía Kunkaak. Nous observons un contact discordant entre ces deux unités (pointillés noirs). Le dépôt de *bajada* constitue en des sables et graviers anguleux, mal triés, de couleur ocre rouge à rouge brique, et grossiers.

1.4.3.3. Formes et dépôts dunaires

Les dunes du désert d'Altar sont originaires des vieilles et actuelles plaines d'épandage des rives du delta du rio Colorado depuis le Pléistocène moyen (Blount et Lancaster, 1990). Les vents dominants ont édifié, au cours du Pléistocène jusqu'à l'Actuel, tout un système de dunes longitudinales, barkhanes, paraboliques et en étoile, principalement à l'ouest du Pinacate (Kasper-Zubillaga et Carranza-Edwards, 2005). Ces dunes couvrent une superficie d'environ 4500 km² de part et d'autre de la frontière (Arvidson et Mutch, 1974).

Elles couvrent les flancs ouest et sud-est du parc et bordent la côte nord-ouest entre le delta du rio Colorado jusqu'aux environs de Puerto Libertad (fig. 1.11). On aperçoit sur l'image satellite des dunes barkhanes, constructions en croissant convexes du côté du vent, édifiées par des vents provenant du sud-est. Un système de dunes longitudinales actives s'observe presque perpendiculairement à la côte, à proximité de Puerto Peñasco. Elles alternent sur une distance de quelques mètres et sont composées de sables fins beiges à jaunâtres quartzo-feldspathiques bien triés. L'ensemble des dunes barkhanes du côté ouest du Pinacate constituent donc un erg, tout comme celui des dunes longitudinales le long de la côte.

Ici, le climat chaud et sec favorise la formation de dépôts évaporitiques, et la composition des sables éoliens est influencée par la composition des sédiments apportés par le rio Colorado et par les minéraux constituant les roches du Pinacate (Merriam, 1969; Arvidson et Mutch, 1974; Davis et *al.*, 1990; Lancaster, 1993, 1995; Kasper-Zubillaga et Carranza-Edwards, 2005). Cet environnement spécifique joue un rôle déterminant dans la composition des sables constituant la terrasse de Bahía Adair (éch. BAA-1), située seulement à quelques kilomètres du désert d'Altar. Ce sont essentiellement des grains de feldspaths potassiques, de plagioclases, de quartz et d'olivine, et de minéraux mafiques (*voir app. A*). On observe plus spécifiquement au nord-ouest de l'état à proximité de la côte des dépôts de playas, (désignés *sebkha*, *sebkra* ou encore *sabkha*). Ce sont des dépôts fins salins qui se rencontrent dans les régions très arides, où l'eau de mer se mélange avec la nappe phréatique. Celle-ci se situant à faible profondeur et l'évaporation étant beaucoup plus forte que la recharge, l'eau s'évapore et des minéraux évaporitiques (gypse et anhydrite surtout) croissent (fig. 1.12). Ce même genre de dépôt se rencontre également au fond de quelques cratères phréatomagmatiques du Pinacate, comme celui du Cerro Colorado, sous la forme d'une fine couche de sédiments silteux à argileux de couleur blanchâtre (Cortés et *al.*, 1976; Gutmann et Sheridan, 1978).

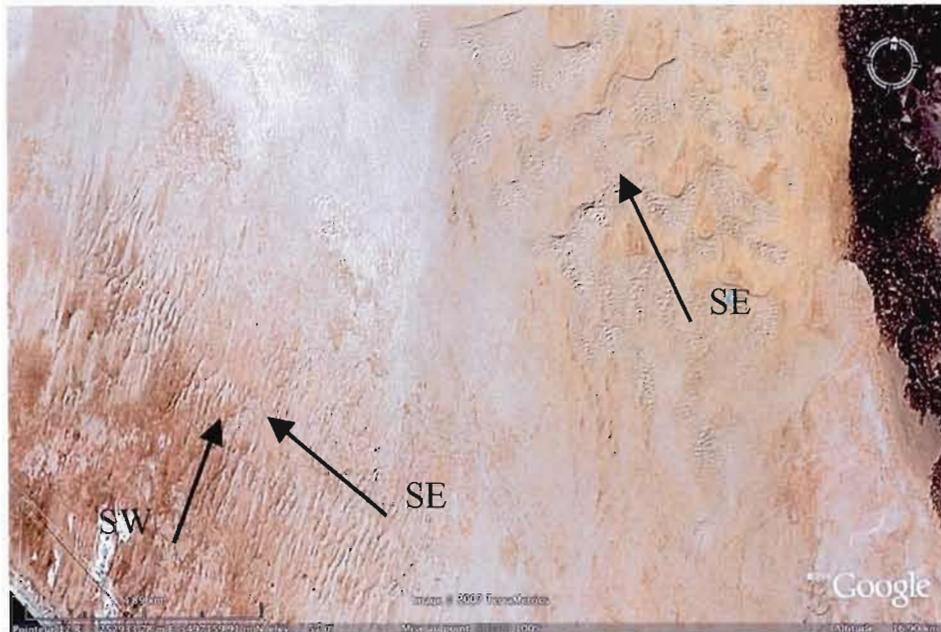


Figure 1.11. Image satellite des dunes longitudinales (à l'ouest) et barkhanes (à l'est) du désert d'Altar, à l'ouest du flanc sud-ouest du Pinacate. Les dunes barkhanes bordent le Pinacate et le système de dunes longitudinales est édifié presque perpendiculairement à la côte. On observe la direction des vents dominants. (Google Earth, 2006).

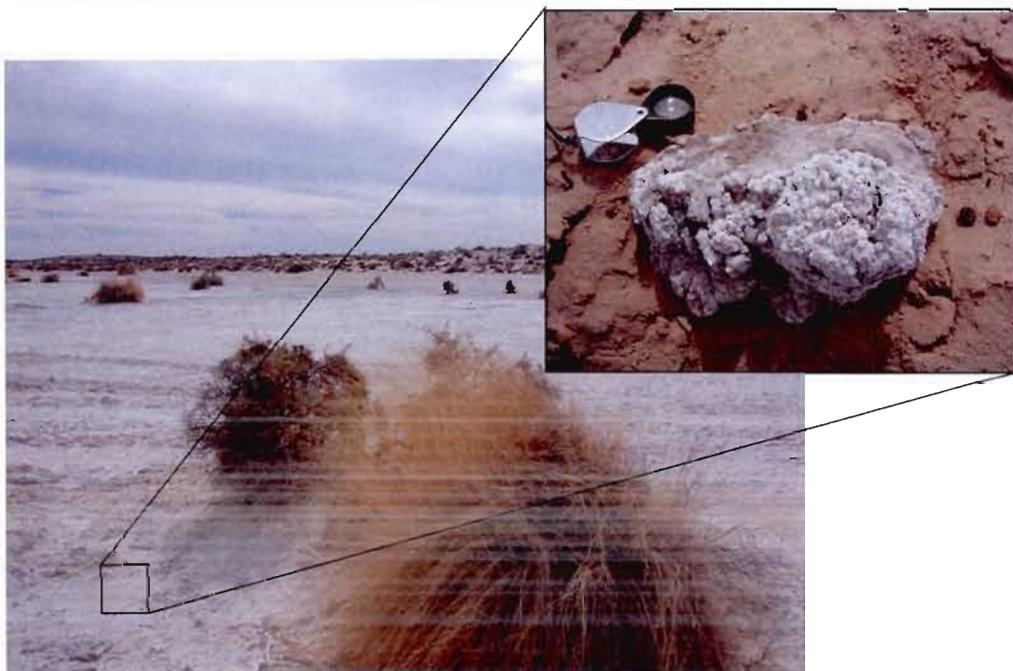


Figure 1.12. Photo d'un dépôt de playa observé proche de Puerto Peñasco, et agrandissement d'un dépôt évaporitique prélevé.

1.4.3.4. Formes littorales: les terrasses marines

Le Sonora présente une morphologie côtière variée, présentant des cordons littoraux, parallèles au rivage, certains fixés par la végétation, plus anciens. Des mangroves, flèches et pointes de sable sont situées sur la côte centre du Sonora, et le littoral alterne entre des secteurs sableux et rocheux. Des paléo-deltas qui se trouvent sur la côte ont été creusés lorsque les rios possédaient un niveau plus élevé et un débit plus important, et donc lorsque les nappes phréatiques étaient plus hautes. Les terrasses marines sont l'objet principal de cette étude, et bordent la côte.

Les terrasses marines, récentes ou anciennes, sont des formes littorales constituées de dépôts sédimentaires, immergées ou non, qui ont été construites pendant les phases de hauts niveaux marins correspondant aux périodes interglaciaires. Elles sont les marqueurs francs de la position du niveau marin à ces époques. Elles représentent donc un outil traceur pour la géochronologie et la paléoclimatologie. Elles peuvent être consolidées ou non, et constituées de sables, silts, grès, biohermes, ou encore de lits particuliers, comme par exemple les niveaux à *Strombus*, mollusque gastéropode marin et marqueur stratigraphique commun (*voir* app. D). Ces dépôts sont relativement faciles d'accès, se retrouvant sur presque toutes les côtes du monde. Bien sûr, la tectonique et les niveaux marins étant étroitement reliés, l'élévation actuelle de littoraux anciens est la résultante à la fois de l'eustatisme global et de la tectonique locale. Pour qu'une terrasse marine se développe, le niveau marin doit être relativement stable pendant une certaine période de temps, ce qui se produit généralement lors des *maxima* interglaciaires, ou éventuellement à l'occasion d'inversions de mouvements de montée et de descente du niveau marin. Elles sont bien sûr d'autant plus marquées morphologiquement que la phase de stabilité a été longue, mais l'érosion essentiellement sub-aérienne rend difficile la préservation de ces dépôts lorsqu'ils sont soulevés ou émergés, et dépend notamment de la sécheresse du milieu. La sédimentation continentale qui vient recouvrir les dépôts marins est une des entraves les plus communes, mais elle peut aussi permettre localement sa préservation. Ainsi, de nombreuses transgressions marines peuvent ne pas être "fossilisées", pour ensuite passer inaperçues. Les terrasses marines sont

classiquement divisées en deux types: les terrasses de dépôt et les terrasses d'abrasion. Les terrasses se forment en deux temps et leur morphologie est contrôlée par deux paramètres majeurs. Tout d'abord l'érosion marine creuse la plate-forme rocheuse et forme le replat. Les terrasses d'abrasion se forment ainsi, le travail de la mer comme le marnage ou l'action des vagues creusant dans le socle avec le temps, la marque du niveau marin stable de cette époque. Les sédiments déposés ensuite sur la plate-forme sont érodés et entraînés. Il ne subsiste que la structure érodée, et les terrasses sont donc difficilement datables; le matériel témoin du milieu a disparu (fig. 1.13). Ensuite, la sédimentation fait son oeuvre, et sur le replat s'accumulent des sédiments marins, littoraux, ou, éventuellement, des dépôts continentaux de *bajada*, ou encore des dépôts éoliens qui viendront recouvrir la séquence. Lorsqu'elles sont soulevées lors d'une remontée tectonique, elles représentent les meilleurs témoins de mouvements verticaux. Les terrasses sont les mieux préservées dans des régions qui ont été actives tectoniquement depuis le Quaternaire, ou sont enregistrés les plus hauts niveaux marins. Elles sont ainsi surélevées et ne peuvent pas être érodées par la dynamique littorale. Une région relativement calme (absence de tempêtes, etc) et aride sera favorable à la préservation des dépôts quaternaires. La région étudiée est cependant soumise à l'érosion et la sédimentation éolienne, qui agit le long de la zone côtière. Une «couverture de sable» peut alors recouvrir le littoral. La topographie côtière relativement plane ne constitue pas un barrage efficace contre les vents qui transportent les sables.

Les terrasses du Sonora sont bien visibles et préservées en certains secteurs de la côte. Un conglomérat marin est observé généralement à la base des séquences marines, marquant le début d'un stade interglaciaire, donc d'une transgression marine. Le niveau suivant est généralement constitué de matériel sableux, consolidé (grès marins ou conglomératiques) à non-consolidé (silts et sables fins à moyen ou grossier). Au sommet de ces séquences marines, une lumachelle d'une épaisseur d'environ 50 cm se retrouve en deux endroits (Bahía Adair et Puerto Libertad). Elle montre le milieu de vie intertidal, car les organismes typiques des lumachelles vivaient au niveau de la plage, tels que les mollusques *Tagelus sp.* ainsi correspondant à la dernière unité marine de la séquence, donc la plus récente (fig. 1.14). Un conglomérat recouvre souvent la lumachelle et marque la transition entre une sédimentation marine et continentale liée à un mouvement vertical relatif de la côte

ou la baisse du niveau marin. Les terrasses du dernier interglaciaire sont finalement couvertes soit par des dunes ou par des *bajadas*. Des crues soudaines s'abattent violemment lors de la saison des pluies et peuvent entraîner rapidement un grand volume de sédiments, et ainsi éroder l'unité sommitale. C'est le cas sur la plage de Punta Chueca où sont observés des chenaux creusés dans les terrasses par des crues importantes qui ont entraîné des galets décimétriques (fig. 1.15). Les terrasses marines ont ainsi évolué au cours des derniers milliers d'années en fonction de l'évolution du niveau marin. On observe en certains endroits une avancée de la mer dans les terres, pouvant signifier une subsidence locale. Elles sont également moins nombreuses au Sonora, car la marge continentale y est plus plate, avec des pentes moins abruptes que la Basse-Californie. Cette dernière possède donc plus de plate-formes rocheuses. Les terrasses marines d'abrasion se rencontrent au nord de l'état, là où la côte est un peu plus rocheuse et abrupte.



Figure 1.15. Photo de terrasses d'abrasion marines légèrement inclinées vers la mer et délimitation du paléo-niveau marin (en rouge), sur la plage Santa Margarita. Les sédiments marins déposés lors de la phase de déposition ont été érodés, il ne reste plus de fossiles.



Figure 1.14. Photo d'un paléo-chenal creusé par les pluies apportant des blocs et galets décimétriques, sur la plage de Punta Chueca.



Figure 1.13. Photo d'un niveau à lumachelle coiffant la séquence marine de Puerto Libertad.

CHAPITRE II

LA LUMINESCENCE OPTIQUE

2.1. Principes et théorie de la luminescence

La luminescence est l'émission de photons émise naturellement par un minéral lors d'une stimulation thermique ou lumineuse. Il s'agit de grains de feldspaths et de quartz, mais d'autres minéraux émetteurs ont aussi été étudiés, comme des grains de zircon, ainsi que des olivines (Aitken, 1998). La datation en luminescence consiste à comparer le signal de la luminescence naturelle *versus* celui de la luminescence induite en laboratoire. Cette stimulation peut être thermique, on parlera dans ce cas de thermoluminescence (TL), comme dans le cas des roches chauffées provenant de sites archéologiques. La stimulation peut être également optique, sur des grains préférablement bien exposés au soleil dans le passé, on parlera donc de luminescence optique (OSL pour *Optical Stimulated Luminescence*). Étant donné que la luminescence optique peut être émise sous stimulation de rayons infrarouges (880 nm), le terme IRSL est également employé (pour *Infra-Red Stimulation Luminescence*). Cette méthode est privilégiée dans ce travail et est effectuée sur des grains de feldspaths potassiques. La première démonstration d'une datation fiable en luminescence optique a été réalisée à l'aide d'une émission de lumière verte (514 nm) provenant d'un laser, par Huntley et al. (1985), particulièrement motivés par l'apport possible significatif en ce qui concerne la datation de sédiments quaternaires, aussi Wintle (1994), Wintle et Huntley (1979). Elle est découverte et réalisée efficacement ensuite sur des feldspaths par une stimulation infrarouge (Hütt et al., 1988). Des avancées considérables sont réalisées depuis, en ce qui concerne les variantes analytiques et protocoles (Lamothe et al., 1994; Murray et al., 1997), comme le problématique *anomalous fading* (Huntley et Lamothe, 2001). La datation OSL joue également un grand rôle dans la recherche sur les origines de l'Homme moderne *Homo*

sapiens (Roberts, 1997), et de nombreuses investigations sont en cours concernant les récents développements archéologiques (Barré et Lamothe, 2009).

Dans la nature, les minéraux reçoivent diverses irradiations provenant des minéraux de l'environnement immédiat, provenant de la décroissance radioactive des éléments ^{40}K , ^{238}U et ^{232}Th contenus dans les minéraux des roches et des sols. Les rayons cosmiques (Dc) s'y ajoutent, essentiellement apportés par des muons provenant de la haute-atmosphère (Aitken, 1998). Les feldspaths potassiques reçoivent une dose interne significative (fig. 2.1). La désintégration s'accompagne de l'émission de particules alpha, bêta, ou gamma (α , β , γ) (fig. 2.2). Ces irradiations provoqueront des ionisations qui détacheront l'électron de son noyau, qui sera diffusé et sera mobile jusqu'à être attiré par un des défauts de la maille cristalline; où il y a un déséquilibre de charge, et où l'électron chargé négativement et délocalisé ira s'y loger, pour y rester "piégé". Les défauts cristallins se rempliront d'électrons aussi longtemps que le minéral ne subira pas une nouvelle excitation, et ce jusqu'à saturation autour de 1 Ma. La limite de la méthode est donc estimée à environ 500 ka (Aitken, 1998), et est ainsi idéale pour dater des sédiments variés du Quaternaire récent.

La datation en luminescence optique permet de quantifier le temps écoulé depuis la dernière exposition à la lumière d'un sédiment (fig. 2.3). Elle présente de nombreux avantages par rapport à la thermoluminescence. Elle se révèle plus simple, car la stimulation thermique est remplacée par une émission de lumière à température ambiante. Elle est plus efficace, car elle nécessite moins d'exposition au soleil précédant l'enfouissement du sédiment, les pièges OSL étant plus faciles à vider par la lumière. Les avantages de la datation en OSL par rapport à d'autres méthodes de datation (^{14}C , U/Th, etc) sont aussi déterminants. La disponibilité du matériel datable est considérable, car les grains de feldspaths et de quartz sont les minéraux silicates les plus communément retrouvés sur Terre, ce dans tous les environnements. Les limites de la méthode représentant un large intervalle, elle se prête à de nombreuses applications, à des événements récents et ponctuels tels qu'un tsunami par exemple (Huntley et Clague, 1996) ou à des événements beaucoup plus vieux. Également, elle est un substitut efficace à la datation au ^{14}C , qui ne s'étend pas au-delà de 50 ka et qui ne fournit pas toujours de matériel datable (matière organique).

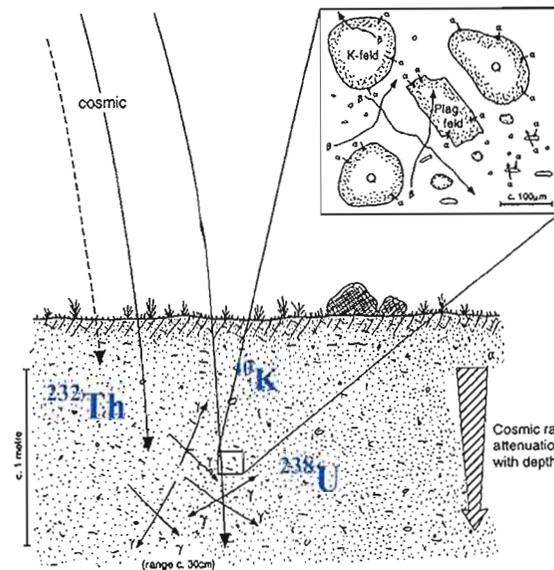


Figure 2.1. Schéma du bombardement du sédiment par les rayons cosmiques et des émissions provenant de la désintégration du ^{40}K , ^{238}U et ^{232}Th . On observe dans l'encadré la pénétration dans les minéraux de chaque radiation (α et β), et aussi dans le sol des rayonnements γ qui sont beaucoup plus pénétrants. (modifié de Aitken, 1998)

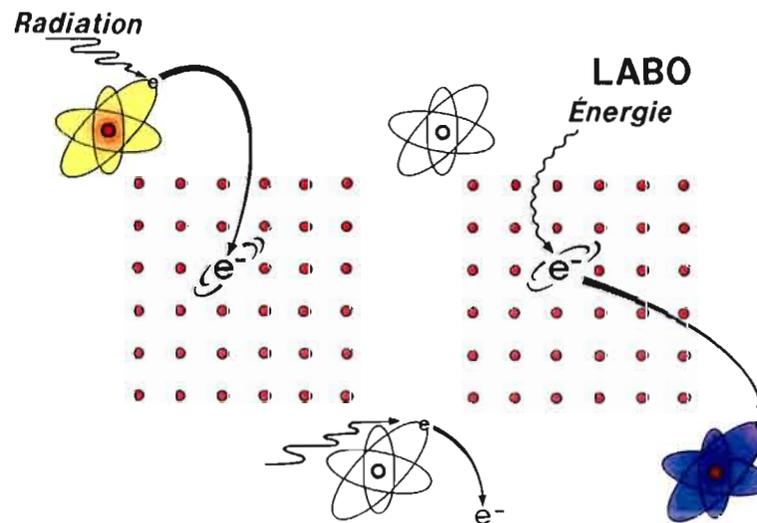


Figure 2.2. Schéma illustrant la ionisation d'un électron à l'intérieur d'une maille cristalline. À gauche, l'électron est ionisé par une irradiation naturelle, dans son environnement. Il sort alors de son piège pour rejoindre un niveau d'excitation supérieur en émettant de la lumière. À droite, le même électron est irradié artificiellement à l'intérieur du laboratoire. Ionisé de la même façon, il va s'échapper du piège et ainsi émettre à son tour la luminescence. (Lamothe, 2008, comm. pers.)

La datation en luminescence optique des feldspaths présente de nombreux avantages par rapport aux grains de quartz. Le signal de luminescence émis par les feldspaths étant plus intense que celui du quartz, les feldspaths sont plus efficaces pour dater les sédiments jeunes dont le signal est faible. Ensuite, la saturation du signal de luminescence des feldspaths est dans un ordre de magnitude plus grand que celui des grains de quartz, des sédiments plus vieux qui auront accumulé plus de charges. Ils possèdent également la caractéristique d'émettre des longueurs d'onde plus variées, on peut donc, à l'aide d'une sélection de filtres appropriée, choisir la longueur d'onde appropriée qui sera la mieux diffusée par le minéral. Dans cette recherche, on stimulera les feldspaths potassiques à l'aide d'une émission de diodes infrarouges (880 nm), et on filtrera les longueurs d'onde émises de façon à ne mesurer que le faisceau d'intensité lumineuse dans le bleu-violet (~400 nm). Un avantage certain à étudier les quartz est l'absence du phénomène du *fading*.

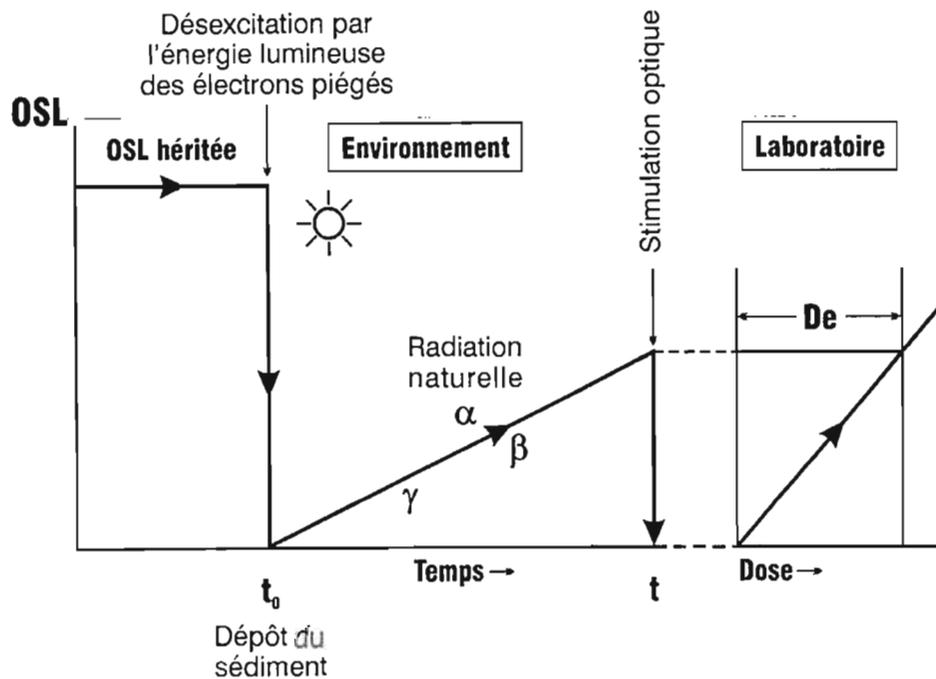


Figure 2.3. Schéma illustrant le principe de base de la luminescence: il y a remise à zéro du signal lors de la déposition du sédiment. Durant le temps de l'enfouissement le minéral est irradié, et le signal de la luminescence naturelle croît proportionnellement avec le nombre de charges piégées dans les défauts cristallins. Ce signal est mesuré en laboratoire et est proportionnel à la durée de l'enfouissement du cristal analysé. De = dose équivalente, t_0 = moment de la déposition. (Bouab, 2001).

2.2. Équation d'âge

Nous obtenons l'âge de la dernière exposition à la lumière d'un sédiment en divisant la paléodose P (dose équivalente corrigée De), par la dose annuelle Da.

$$\hat{\text{Age}} \text{ OSL (ka)} = \frac{\text{PAF (Gy)}}{\text{Da (Gy/ka)}} \quad (1)$$

Une dose d'irradiation est définie comme l'énergie ionisante absorbée par kilogramme, et s'exprime en gray (Gy; 1 Gy = 1 J/Kg). Le débit de dose s'exprime en Gy, la dose annuelle en Gy/ka, et nous obtenons un âge absolu en millier d'années (ka).

2.2.1. La dose annuelle

La dose annuelle Da représente le taux de radiations absorbées par un minéral, soit la somme de la dose interne et externe, pendant un certain temps (a ou ka). Elle est définie par l'équation suivante:

$$\text{Da} = \text{D}_\alpha + \text{D}_\beta (\text{int. et ext.}) + \text{D}_\gamma + \text{D}_c \quad (2)$$

Des coefficients d'absorption de l'énergie provenant des radiations émises lors de la désintégration de ^{238}U , ^{232}Th et ^{40}K (α , β , γ) ainsi que Dc sont utilisés pour évaluer chacune de ces contributions (*voir* app. B). La teneur en eau du sédiment, qui représente le rapport entre le poids de l'eau du sédiment et du poids du sédiment sec, est également importante, car l'eau peut contribuer à réduire l'absorption des rayons ionisants dans le cristal. La figure 2.4 montre que la dose annuelle constitue l'addition des doses (α , β , γ) internes et externes des radiations reçues en une année, dans l'environnement immédiat d'un cristal de feldspath potassique de 250 μm . Pour calculer la dose annuelle interne bêta dans un grain de feldspath potassique, il est nécessaire d'évaluer le pourcentage de l'énergie bêta absorbée par le grain. En effet, plus le grain est grand, plus l'absorption de l'émission bêta dans le minéral est

faible. Le total des radiations à l'intérieur du cristal constituera la dose interne, qui s'ajoutera à la dose externe pour calculer la dose annuelle (2).

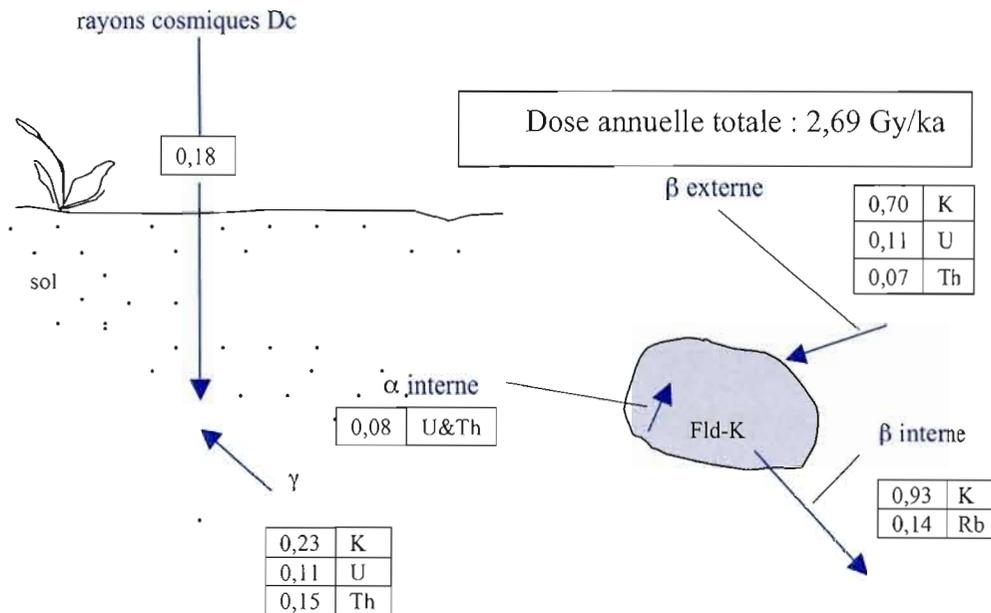


Figure 2.4. Schéma des diverses irradiations absorbées par un grain de feldspath potassique de 250 μm , enfoui dans son environnement naturel pendant une année, dont la somme des doses d'irradiation est égale à la dose annuelle, exprimée en Gy/ka:

$$D_a = D_\alpha + D_\beta (\text{int. et ext.}) + D_\gamma + D_c \quad (2)$$

(modifié de Huntley et Lian, 1997).

2.2.2. La dose équivalente

La dose équivalente, abrégée D_e , représente la dose d'irradiation, mesurée en Gy, absorbée par le minéral artificiellement en laboratoire, qui génère la luminescence égale à la luminescence naturelle (fig. 2.3). Lorsque la dose équivalente correspond à la dose d'irradiation reçue dans la nature durant la durée de l'enfouissement du sédiment, elle représente la paléodose P . Pour la plupart des feldspaths, la dose équivalente obtenue en laboratoire nécessite toujours des corrections importantes, notamment celle du *fading*, pour arriver à la paléodose. Ainsi, la dose équivalente avant corrections n'est pas égale à la

paléodose. La mesure de la D_e consiste essentiellement en la comparaison du signal de luminescence naturel (L_n/T_n), et celui du signal artificiel (L_x/T_x). Une portion infime d'un échantillon, est choisi et représente donc une fraction aliquote de l'échantillon. Le terme aliquote est adopté tout au long de ce travail, ce terme provenant de l'anglais *aliquot* dans la littérature en luminescence, qui ne possède pas de traduction française. Le principe repose sur la régénération d'une aliquote avec des doses d'irradiation artificielles. Une courbe de croissance est construite avec des doses croissantes d'irradiation, et le signal naturel est interpolé avec la courbe de croissance, indiquant la dose équivalente

2.2.3. Le *fading*

Le phénomène appelé *anomalous fading* représente une décroissance anormale de la densité d'électrons piégés dans le cristal à travers le temps, concernant l'espèce minérale des feldspaths. Le phénomène du *fading* a été décrit et désigné la première fois par Wintle (1973), *via* la thermoluminescence effectuée sur des feldspaths provenant de laves, et dont les âges obtenus étaient bien plus jeunes qu'attendus. Il a été démontré que le *fading* concernait la plupart des feldspaths (Spooner, 1994). Chaque Fld-K est caractérisé par un taux de *fading* propre, qui est dû à sa structure cristalline, plus ou moins ordonnée. La perte de signal résulterait d'un phénomène quantique, l'effet tunnel (Visocekas, 1979). Le *fading* se manifeste en une perte du signal anormale de la luminescence du minéral avec le temps, à une température normale (de la pièce), sans qu'il y ait eu au préalable une stimulation, ce qui contredit les équations cinétiques (Lamothe et al., 2003). Puisqu'une baisse du signal est observée naturellement, sans que le minéral ait été préalablement irradié, le signal naturel L_n/T_n est plus faible qu'il ne le devrait, ce qui induit sur la courbe une dose équivalente plus faible, et donc un âge obtenu qui est inférieur à l'âge réel. Il existe plusieurs approches pour corriger le *fading*, tel que par exemple la méthode de la *fadia* (Lamothe et Auclair, 2000), la méthode dite H+L (Huntley et Lamothe, 2001) et la méthode DRC pour *Dose-Rate-Correction* (Lamothe et al., 2003). Ces dernières sont basées sur la valeur g , qui représente le pourcentage de perte du signal de luminescence par décade (Aitken, 1998). Elles permettent

de calculer à partir de la D_e et de la valeur g la dose totale réellement reçue par les minéraux, soit la paléodose P .

2.3. Le programme de datation en luminescence du Sonora

Les manipulations en luminescence se divisent en deux étapes principales: la partie “préparation”, qui consiste à isoler les grains à partir des échantillons collectés, et la partie “analyse”, qui inclut toutes les lectures et corrections effectuées en luminescence optique. Le laboratoire consiste en une chambre noire, éclairée avec des lampes munies de filtres rouges ou oranges, et divisé en deux parties. D’un côté, s’exécutent toutes les manipulations chimiques ainsi que le tamisage, de l’autre côté se trouve la salle où sont situés les appareils de mesures de luminescence (RISØ, Daybreak), ainsi que le four et le compteur alpha, dont nous verrons leur usage plus loin.

2.3.1. Échantillonnage et préparation

L’échantillonnage peut s’effectuer autant sur des dépôts non-consolidés, comme des sables, que sur des roches. L’échantillon, s’il est extrait d’une séquence meuble (dunes, loess, terrasses fluviales ou marines, etc), est extrait à l’aide de tubes de cuivre, d’acier ou de PVC. Le dépôt sélectionné est creusé et les tubes sont insérés à l’horizontale dans le sédiment, compacté au maximum pour éviter le mélange des grains qui ont pu être exposés à la lumière, des autres préservés (fig. 2.5). Les tubes sont apportés tels quels au laboratoire. Le matériel préservé de la lumière dans la partie centrale du tube est soigneusement recueilli pour les analyses en OSL, alors que les deux extrémités sont conservées pour les mesures d’abondance des éléments radioactifs (^{40}K , ^{238}U et ^{232}Th) et aux mesures de l’activité α , qui serviront à déterminer la dose annuelle. On échantillonne également une portion pour la teneur en eau, et une autre pour la saturation en eau, extraites aux mêmes niveaux que

l'échantillon. Au laboratoire, on mesure la teneur en eau du dépôt, ainsi que sa saturation, qui serviront au calcul de la dose annuelle. Deux autres portions du sédiment sont prélevées, afin d'évaluer l'homogénéité de l'échantillon; appelé *KUT-high*, à 50 cm au-dessus de l'échantillon, et *KUT-low* à 50 cm au-dessous. Ces deux portions serviront également aux fins d'analyses de l'activation neutronique des éléments ^{40}K , ^{238}U et ^{232}Th , et au comptage alpha, toujours pour l'obtention de la dose annuelle. Les dépôts consolidés (roches chauffées de sites archéologiques, roches volcaniques, grès marins, etc) sont amenés au laboratoire, emballés avec du papier aluminium et placés dans des sacs noirs opaques. La partie externe est grattée avec un couteau pour les dépôts moins indurés, ou rabotée à l'aide d'une drille. Comme pour les échantillons meubles, cette partie est conservée et ultérieurement broyée à une fraction d'environ 4-8 μm aux fins d'analyse de comptage alpha et d'activation neutronique, pour l'obtention de la dose annuelle. Cette poudre peut servir à l'analyse des minéraux sur le MEB (Microscope Électronique à Balayage), ou à la spectrométrie alpha, lorsque nécessaire.

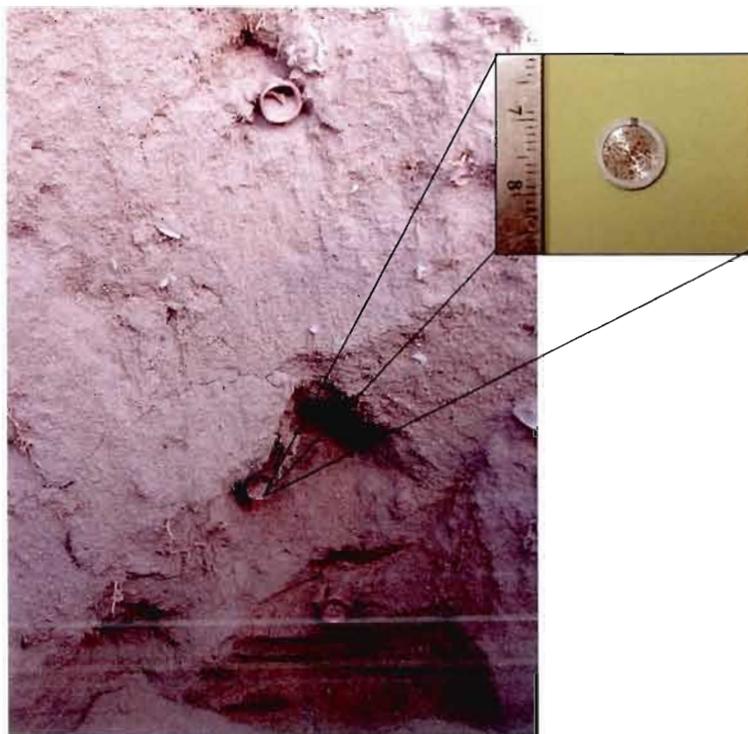


Figure 2.5. Photo d'un échantillonnage dans des sédiments marins possiblement remaniés à Santa Margarita. Les tubes de cuivre sont espacés d'environ 50 cm, et insérés à l'horizontale. On voit dans l'encadré une coupelle d'aluminium contenant des feldspaths potassiques en majorité, qui constitue une aliquote.

2.3.2. Manipulations en laboratoire

Suivant le type d'échantillon, on le "baignera" dans un bain d'HCl durant 24h pour bien dissoudre les carbonates, et faciliter le broyage et le tamisage, comme par exemple avec des sables marins indurés très fossilifères (BKU-1). L'échantillon est ensuite tamisé, et la partie fine peut être récupérée et analysée (à partir de 4-11 μm) jusqu'à des grains de 250 μm , dépendamment du type de dépôt. Pour ce travail, nous avons utilisé une fraction de grains entre 125 μm et 250 μm . Les fractions de grains < 125 μm et > 250 μm sont archivées à l'intérieur du laboratoire. Le tamisage achevé, les carbonates sont dissous avec de l'acide chlorhydrique (HCl 20%) pendant 5 min, puis une autre attaque acide (HCl 10%) pendant 20 min, et dans un second bain acide (HCL 10%) 5 min. Le matériel est ensuite bien rincé et séché, à la température de la pièce. Ensuite, une densimétrie avec une liqueur dense de polytungstate de sodium est effectuée, afin de séparer par gravité les feldspaths potassiques des quartz et des plagioclases qui sont plus lourds (ρ Qtz et Pl= 2,62-2,67 g/cm^3 , ρ Fld-K = < 2,58 g/cm^3). Le matériel est recueilli et séché à la température de la pièce. On fixe finalement les grains de feldspaths potassiques obtenus (125-250 μm) à l'aide d'un aérosol de silicone, sur des coupelles de 9,5 mm et 0,5 mm de profondeur, en aluminium. Chacune représente une aliquote (fig. 2.5).

2.3.3 Équipement et mesures en luminescence

Nous avons utilisé le système RISØ TL/OSL DA-15, amélioré à DA-20, qui consiste en un appareil muni d'une table tournante avec 48 positions pouvant accueillir des coupelles ou des disques. La mesure de la luminescence est assurée par un tube photomultiplicateur EMI 963 QA. Des diodes infrarouges (880 nm) sont responsables de la stimulation optique des minéraux. Les irradiations proviennent d'une source interne d'irradiation bêta calibrée à 7,41 Gy/min. Le spectre de la luminescence est sélectionné avec une combinaison de filtres laissant passer la lumière bleue (Corning 7-59/Schott BG 39). Un four à convection, en

permanence à 200 °C, est installé pour évacuer les électrons piégés dans les trappes thermales, ainsi que la lampe solaire SOL 2, nécessaire au lessivage optique des aliquotes. La source d'irradiation gamma utilisée est la Gammacell, qui contient un échantillon de cobalt 60, placé à l'intérieur d'une couche de plomb de 30 cm. La puissance de cette source est d'environ 15 Gy/h. Le principe des mesures est l'émission d'un faisceau d'une longueur d'onde précise, afin de stimuler les électrons photo-sensibles correspondants, ces derniers émettant un rayonnement de longueur d'onde précises (435-490 nm) (fig. 2.6).

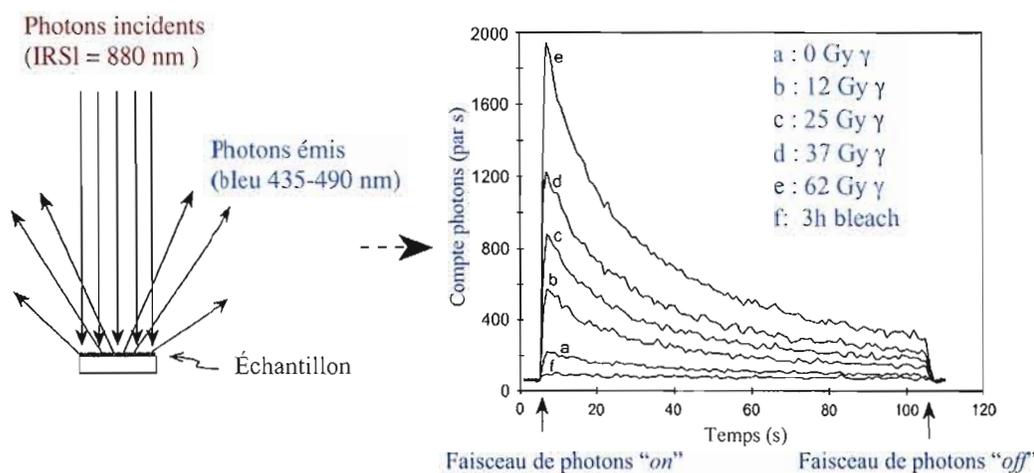


Figure 2.6. Schéma de l'émission de photons incidente émise lors d'une stimulation optique IRSI. Avec le temps de stimulation l'intensité lumineuse émise par le minéral diminue lorsque les pièges se vident de leurs électrons. Les courbes correspondent chacune à une dose d'irradiation précise, pour des grains de 4-11 μm provenant de loess âgés de 2,4 à 2,7 ka. A chaque courbe correspond la dose artificielle (Gy), et chaque courbe est une moyenne des lectures. (modifié de Huntley et Lian, 1997)

2.3.3.1. La dose annuelle

La dose annuelle D_a , est obtenue à partir de plusieurs analyses, soit l'activation neutronique (INAA), le comptage alpha, parfois la spectrométrie alpha, ainsi que la teneur en eau du sédiment échantillonné. La fraction des grains est prise en compte pour le calcul des coefficients d'absorption de chaque éléments. Toutes les données recueillies sont ensuite insérées dans une feuille de calcul Excel, où les doses internes et externes bêta, alpha et

gamma, les rayons cosmiques, ainsi que la contribution des coefficients d'absorption sont présentés (app. C).

L'activation neutronique

Le principe de l'activation neutronique (INAA) consiste en analyses des abondances de l'uranium 238 et celle du thorium 232, ainsi que le taux de potassium 40, à partir d'une portion du sédiment échantillonné finement broyée (env. 4-8 μm), nécessaire au calcul de la dose annuelle (*voir* app. C). Les échantillons broyés sont expédiés dans des capsules au laboratoire Slowpoke de l'École Polytechnique à Montréal. L'atteinte de l'équilibre entre la décroissance de l'uranium et celle du thorium est vérifiée, et les données sont ajoutées à la feuille de calcul de la dose annuelle.

La teneur en eau

Il est impératif de connaître le pourcentage d'eau contenu dans l'échantillon (WC). La teneur en eau du sol est très importante, car elle absorbe en partie les radiations émises et abaisse ainsi la dose reçue par les minéraux. Ceci induit donc une problématique lorsque le sédiment échantillonné est gorgé d'eau. L'incertitude sur la dose annuelle peut s'avérer très élevée, et fausser l'âge corrigé OSL. Des sacs scellés sont collectés à côté de l'échantillon principal. Dès l'arrivée au laboratoire, ils doivent être pesés afin d'obtenir la teneur en eau. Celle-ci peut varier considérablement d'un type de sédiment à un autre.

Le comptage alpha

Le compteur alpha mesure le temps écoulé pour produire un minimum de particules alpha (jusqu'à 1000 "coups"). Il permet ainsi d'évaluer le taux de radioactivité de la chaîne décroissante. Les incertitudes sont de l'ordre de 3 %. Le problème du comptage alpha réside principalement dans le fait que les analyses de comptage alpha déterminent l'abondance des éléments à la fin de la chaîne de décroissance. Il n'est donc pas possible de savoir où le déséquilibre a lieu exactement dans la chaîne. Le comptage alpha a été effectué partiellement

à l'intérieur du laboratoire Lux, à l'UQÀM. Il s'agit d'un compteur alpha pouvant analyser jusqu'à trois échantillons simultanément. Malheureusement, avant la fin de cette étude, la réserve de filtres en zinc nécessaire au comptage alpha s'est épuisée. La presque totalité des échantillons a pu cependant être analysée, sauf CCO-1c et SMA-2.

La spectrométrie alpha

Lorsqu'un déséquilibre est identifié, nous avons recours à la spectrométrie alpha afin de déterminer sur quel isotope et à quel endroit dans la chaîne décroissante se situe le déséquilibre. C'est un détail important qui nous indique le genre de paléo-événement possible. On peut évaluer l'âge relatif du déséquilibre en l'identifiant sur la chaîne, ce qui peut nous informer sur les conditions paléoclimatiques du secteur étudié. La spectrométrie alpha a été effectuée sur quelques échantillons (BKU-1 et SMA-2), au laboratoire du GÉOTOP à Montréal (B. Ghaleb) pour analyser les taux de désintégrations de la chaîne radioactive, et détecter les quelques déséquilibres U/Th observés dans quelques échantillons.

2.3.3.2. La dose équivalente: le protocole SAR

Pour une estimation valide de la paléodose P , trois mesures importantes sont effectuées: le signal naturel L_n/T_n , le signal artificiel L_x/T_x , et le taux de *fading* g . Les deux mesures du signal sont des rapports entre le signal naturel L_i et la test-dose T_i (28,75 Gy) (fig. 2.7). Ces trois mesures sont toutes effectuées selon un protocole établi récemment, qui se base sur la régénération répétée d'une seule aliquote. C'est le protocole SAR (« *Single-Aliquot Regenerative-dose technique* »). La méthode SAR est développée par Murray et Wintle (2000) et adaptée aux feldspaths par Lamothe (2004). Elle permet l'obtention d'un âge valide avec l'utilisation d'une seule aliquote contenant quelques dizaines de grains (fraction de 125-250 μm), pour tester l'efficacité de la remise à zéro de la luminescence des feldspaths au moment du dépôt. L'utilisation d'une aliquote unique pour l'obtention d'un âge valide permet de déceler les problèmes de remise à zéro car si un grain n'est pas remis à zéro

lors de son enfouissement, il fournira un âge plus vieux que l'âge réel, il y aura une variabilité dans les résultats, mais elle pourra être identifiée. La technique « SAR », est appliquée aux feldspaths en générant des doses sur des aliquotes uniques multigrains (10 à 30 grains par aliquote) en utilisant une préchauffe de 250°C pendant une minute. Cette méthode utilisée dans le laboratoire de Montréal depuis le début des années 2000, s'est révélée appropriée pour de nombreux projets de datation (Huot et Lamothe, 2003; Auclair et *al.*, 2003, Balescu et *al.*, 2003). La moyenne des valeurs du signal OSL obtenus sur une trentaine d'aliquotes est effectuée, naturels et artificiels, et obtenons une courbe de croissance moyenne pour l'ensemble des aliquotes. Elle nous indique la dose équivalente, qui est à corriger avec la valeur g . Cette variante, que nous nommerons la ASAR («*Average-Single-Aliquot-Regeneration*») pour cette étude, a été adaptée aux objectifs de ce travail et aux échantillons analysés. On répète les mêmes étapes sur les mêmes coupelles, et chaque étape possède une fonction précise; elles doivent être exactement reproduites et respectées pour chaque aliquote de chaque échantillon. Elles sont décrites en détails (tabl. 2.1).

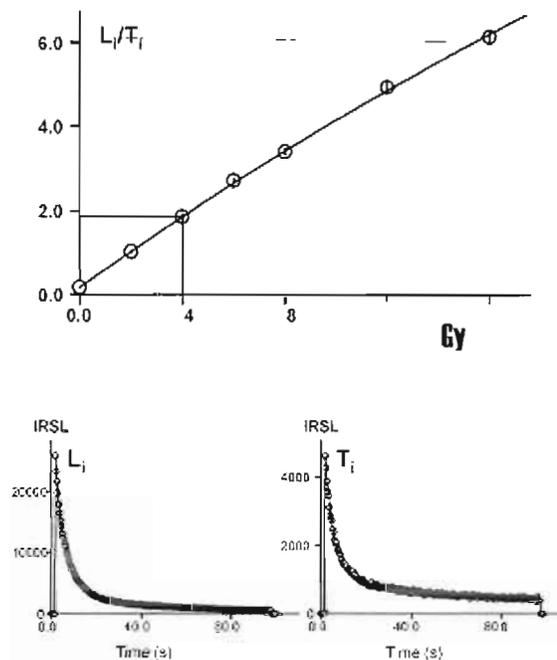


Figure 2.7. Illustrations graphiques montrant les mesures L_i , T_i ainsi que le rapport entre les deux. L_i est l'intensité lumineuse émise par le minéral lors d'une stimulation optique de 100 s, soit L_n pour le signal naturel et L_x pour le signal induit artificiellement. T_i représente la test-dose (constante à 28,75 Gy dans ce travail). (Lamothe, 2008)

TABLEAU 2.1. Tableau récapitulatif des différentes étapes du protocole SAR des mesures en luminescence optique adoptées dans ce travail. Les étapes sont divisées en trois mesures principales: Li, *Cure*, et Ti. Li est la mesure du signal naturel (Ln) ou induit (Lx), alors que Ti est celle de la test-dose (28,75 Gy pour toutes les étapes). On peut faire une pause entre chaque mesure principale.

No	Étape	Symbole	Traitement	Équipement	Paramètres	Durée	
Li	0	irradiation naturelle/ artificielle	D ₀	irradiation	environnement ou source γ	0 à ~ 2000 Gy	0,2 Gy/ka
	1	préchauffe	PH	chauffage des grains	four	200 °C	60 min
	2	2 lectures (<i>shine-down</i> + <i>short-shine</i>)	Ln ou Lx	stimulation optique	diodes IR du RISØ	90,00%	100s + 10s/ aliquote
Cure	3	<i>bleach</i>	*	illumination solaire	SOL 2	lumière solaire	60 min
	4	préchauffe	PH	chauffage des grains	four	200 °C	60 min
	5	1 lecture (<i>shine-down</i>)	Cure	stimulation optique	diodes IR du RISØ	90,00%	100s/ aliquote
Ti	6	test-dose	Di ou Dx	irradiation gamma	source γ	28,75 Gy	~ 1h45
	7	préchauffe	PH	chauffage des grains	four	200 °C	60 min
	8	2 lectures (<i>shine-down</i> + <i>short-shine</i>)	Tn ou Tx	stimulation optique	diodes IR du RISØ	90,00%	100s+ 10s/ aliquote

La préchauffe

La préchauffe (PH pour *pre-heat*) est la première étape qui suit la fixation des grains de feldspaths potassiques sur les aliquotes. Elle consiste à chauffer les grains dans un four à température constante, à 200°C pendant une heure. Cette étape sert à vider au maximum les trappes des électrons thermo-sensibles, qui eux peuvent aller dans les trappes OSL et fausser le signal. Cependant cette étape peut créer des effets indésirables, liés aux transferts thermiques. Le motif principal de la préchauffe est la nécessité d'éliminer toute contribution du signal OSL induit artificiellement, qui n'est pas présente dans le signal OSL naturel.

Le lessivage optique

L'étape du lessivage optique (*bleach* ou *bleaching*) consiste à reproduire le processus de la remise à zéro, où les électrons sont éjectés des pièges photo-sensibles. Puisqu'on régénère chaque aliquote avec des doses d'irradiation connues (SAR), il est donc nécessaire de remettre le signal OSL à zéro avant chaque étape de régénération, comme lorsqu'il l'était au début ($t=0$) de son enfouissement. Pour ce faire, on expose les aliquotes sous une lampe solaire (Hönle SOL 2 au laboratoire de Montréal), qui reproduit sensiblement le spectre du Soleil, donc l'exposition qu'a dû subir l'échantillon avant sa déposition. Le temps d'exposition a été déterminé à 60 min, semblable à celui de la préchauffe. Les mesures confirment que le signal IRSL est alors très près de zéro.

L'irradiation gamma

L'irradiation gamma sert à livrer aux grains une dose connue. L'exposition des minéraux aux rayons gamma, qui pénètrent l'intérieur du contenant en acier dans lequel ils sont placés sans que les aliquotes soient exposés à la lumière, sert à leur induire l'irradiation qu'ils avaient acquis dans leur environnement de dépôt sur une plus longue période (125 ka par exemple), avec un taux plus lent. Les grains sont ainsi irradiés à l'intérieur d'une source gamma de cobalt 60, dont le débit de dose est environ de 0,2614 Gy/s.

Lectures “*shine-down*”

Deux types de lectures sont effectuées en IRSL dans ce travail; le “*shine-down*” et le “*short-shine*”. Le *shine-down* obtenu lors d’une stimulation IRSL (880 nm), est représenté par une courbe de l’intensité lumineuse émise pendant 100 secondes (fig. 2.8). Le maximum de ce signal est émis par le minéral dans les premières secondes, et décroît rapidement. Le signal est décomposé en 250 canaux, chacun mesurant donc 0,4s/canal environ. Cette courbe est intégrée à deux endroits; aux intervalles 6-11 et 150-250, qui incarnent les composantes rapides et lentes du signal OSL, décrivant le comportement de la courbe en quelque sorte.

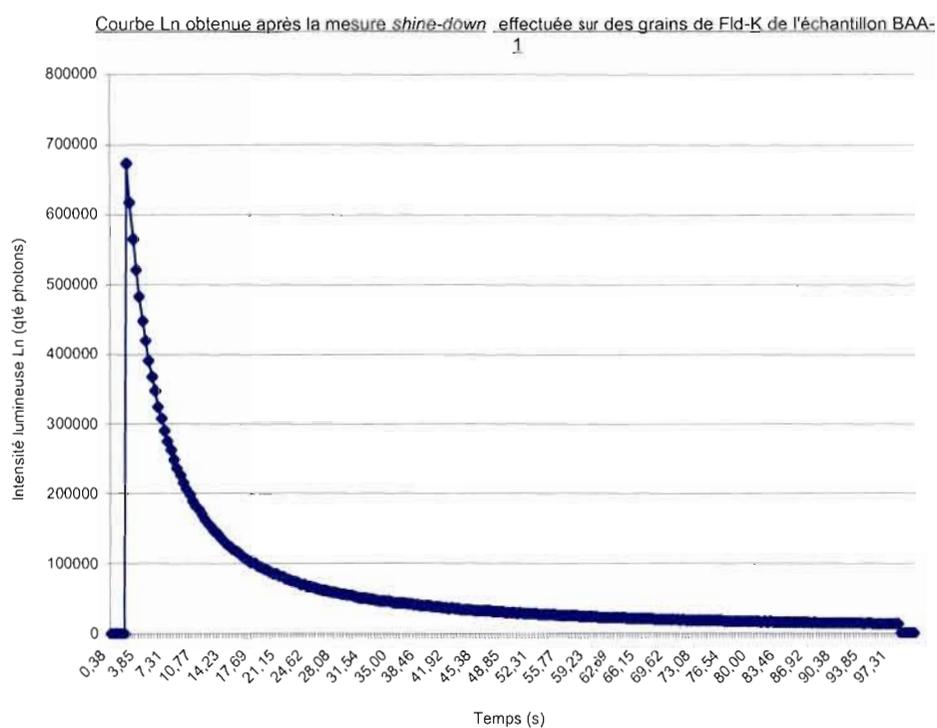


Figure 2.8. Courbe du signal de la luminescence naturelle Ln de l’aliquot 5, obtenue à la suite d’une stimulation en IRSL sur des feldspaths potassiques de 125 à 250 μm , de l’échantillon BAA-1 (Bahía Adair). Cet échantillon possède un fort signal OSL emmagasiné au cours des temps géologiques. Le temps (100 s) est décomposé en 250 canaux.

Lectures “*short-shine*”

Des courtes lectures de 10 secondes sont effectuées, ces lectures appelées *short-shine* (SS) représentant alors une fraction de la luminescence présente (fig. 2.9). Ces stimulations courtes sont utilisées dans le protocole de mesure du *fading*. Des *short-shine* sont aussi utilisés au cours des manipulations sur des aliquotes d'échantillons standards (ou témoins) afin de vérifier et corriger la variabilité du lecteur RISØ de luminescence. Les paramètres de lectures courtes sont généralement à 10% d'intensité des diodes LED (*Light Emitted Diodes*), pour des temps variant entre 1 à 10 s, décomposés en 20 canaux.

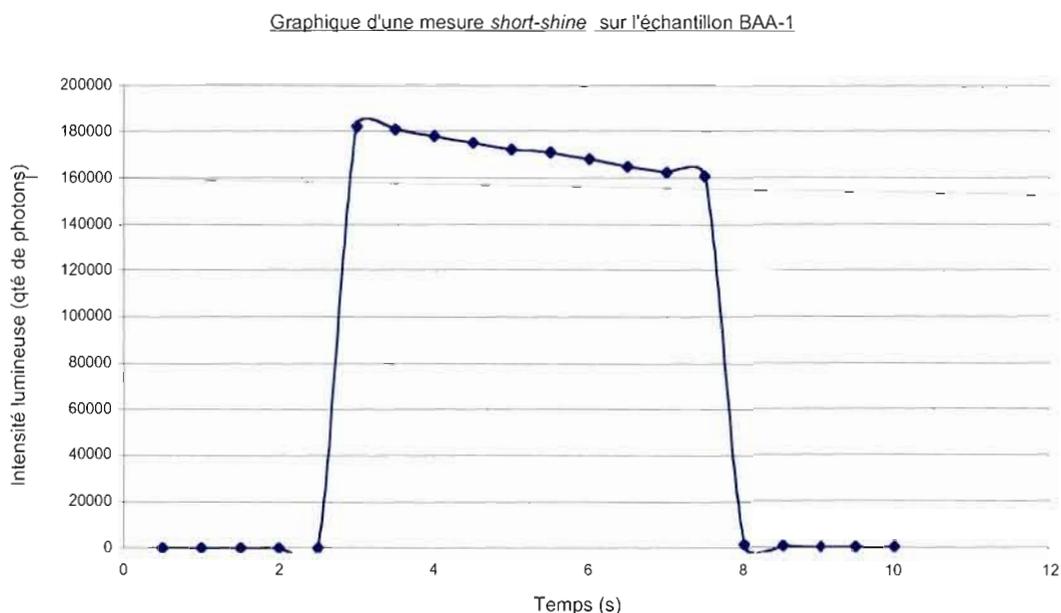


Figure 2.9. Illustration graphique d'une lecture *short-shine*, effectuée sur une aliquote de l'échantillon BAA-1. On observe une forte intensité du signal, le « bruit de fond » étant un signal « impur » ne provenant pas du minéral. On soustrait alors le signal au bruit de fond, et on obtient le signal de luminescence. Ces stimulations optiques ultra-courtes (10 s) nous permettent aussi d'évaluer le niveau de sensibilité de la machine RISØ à ce moment précis, et en fonction d'en établir une correction pour les résultats obtenus.

2.3.3.3. Construction de la courbe de croissance

Mesures du signal naturel L_n/T_n

Tout d'abord, l'intensité du signal de la luminescence naturelle du minéral, le L_n , est évaluée. Le L_n (pour luminescence naturelle) est obtenu simplement à la suite d'une préchauffe, d'un délai de 10 min, et d'un *shine-down* (toujours suivi d'un *short-shine* de 10 s) sur la machine (étapes 1-2-3, tabl. 2.1). C'est la stimulation post-déposition. En poursuivant le protocole, les étapes 3-4-5 servent à vider les pièges du réseau cristallin. Cette étape est désignée *Cure* dans le laboratoire de Montréal. Ainsi, les grains sont illuminés sous la lampe solaire SOL 2 pour une période de 60 min. Les électrons sont stimulés assez fortement pour sortir de leurs pièges et permettre la remise à zéro. Immédiatement après, on passe aux étapes 6-7-8. Les grains sont de nouveau irradiés dans la source gamma, avec une test dose constante dans ce travail, fixée à 28,75 Gy. Ils sont ensuite replacés dans le four pour une nouvelle préchauffe de 60 min. Après un délai de 10 min, nous remplaçons les grains dans le RISØ, et nous stimulons optiquement les grains (*shine-down* + *short-shine*) pour obtenir la valeur T_n . Les deux mesures obtenues seront comparées et une valeur L_n/T_n est obtenue pour chaque aliquote. Pour chaque échantillon, la moyenne de toutes les valeurs de L_n/T_n sera établie et insérée dans une courbe de croissance globale qui sera présentée plus loin. On utilise la variabilité du signal émis, afin d'évaluer la remise à zéro du sédiment. Ces "problèmes" sont hautement significatifs et traités plus loin en détails. Une moyenne des L_n/T_n obtenus sera calculée, et placée sur le graphique de la courbe de croissance moyenne (ASAR).

Mesures du signal artificiel L_x/T_x

La mesure du signal de luminescence produite par des grains irradiés avec des doses connues, passe par la même procédure (SAR), sur les mêmes aliquotes que pour le signal de la luminescence naturelle (L_n/T_n). C'est le processus même de la régénération. On utilise une série de doses D_x d'irradiation prédéterminées et on irradie l'échantillon au sein de la

Gammacell pour le temps correspondant à la dose prévue. Les étapes sont reproduites et on obtient le rapport du signal artificiel (L_x/T_x). Plusieurs doses d'irradiation connues seront appliquées en recommençant le même protocole, et on place l'intensité lumineuse qui correspond à la dose d'irradiation reçue sur la courbe de croissance. On voit sur la figure 2.10 la courbe de croissance du signal naturel de l'échantillon PLI-1. Les courbes de croissance du signal OSL sont obtenues pour chaque échantillon, correspondant chacune à des doses d'irradiation connues différentes. Une courbe de croissance est construite pour chaque aliquote (SAR), et la synthèse des mesures pour tous les aliquotes peut être obtenue en une courbe de croissance moyenne, ce que nous ferons dans cette étude (ASAR). La courbe commence au point zéro, et on place la moyenne des L_n/T_n sur la courbe (en bleu), ainsi que celle des différentes mesures L_x/T_x . La moyenne des L_n/T_n transposée sur l'axe des abscisses nous donne la dose équivalente D_e . Il est impératif d'obtenir un point sur la courbe qui indique une dose inférieure à celle obtenue avec les L_n/T_n , pour ainsi avoir une courbe fiable. Dans la figure 2.10, quatre doses d'irradiation connues ont été appliquées à l'échantillon PLI-1, des sables non-consolidés d'une terrasse marine d'un âge préalablement évalué au S.S.I.5e.

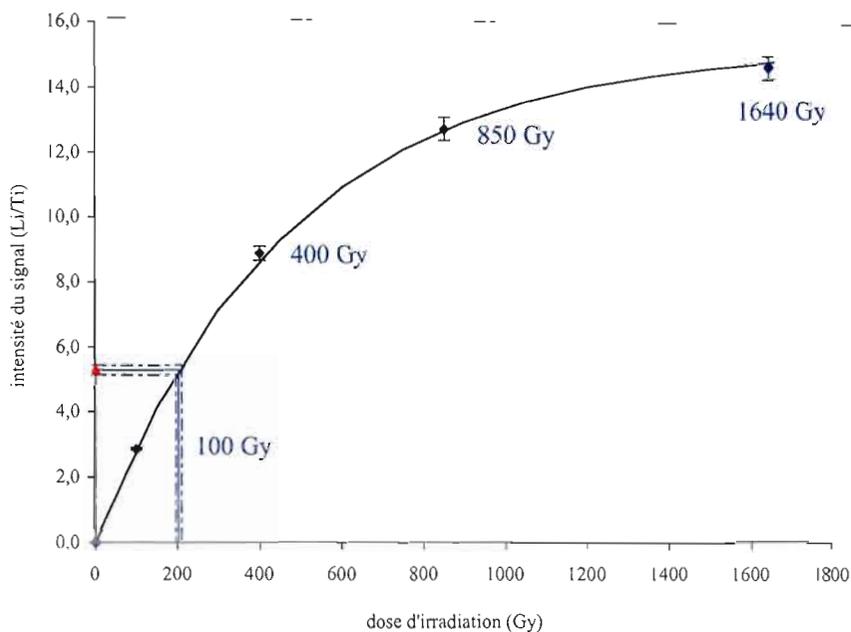


Figure 2.10. Courbe de croissance du signal de luminescence naturel de l'échantillon PLI-1. La moyenne des mesures L_n/T_n ($5,28 \pm 0,15$) est insérée sur la courbe, à laquelle une dose d'équivalente de 203 ± 6 Gy lui correspond sur l'axe des abscisses. La valeur de l'irradiation (en Gy) pour chaque L_x/T_x est identifiée sur la courbe.

2.3.3.4. Mesures du taux de *fading*

Le phénomène du *fading* représente une décroissance anormale du signal emmagasiné dans un minéral. Son taux est quantifié par la valeur g (Aitken, 1985), qui correspond au pourcentage du signal perdu dans la nature, par décennie de temps (fig. 2.11). Cette valeur dépend du temps écoulé entre la fin de l'irradiation et le début d'une mesure en IRSL (Auclair et *al.*, 2003). Il est mesuré en laboratoire à l'aide principalement de lectures *short-shine*. Nous devons faire une correction sur les valeurs de L_n/T_n , afin de rajouter la portion du signal OSL perdu dans la nature, à celui obtenu (L_n/T_n), donc ce dernier verra sa valeur augmentée.

La manipulation consiste à faire des comparaisons entre le signal IRSL artificiel obtenu au début ($t=0$) et celui obtenu ensuite, sur un certain laps de temps. Durant la mesure, nous stimulons parallèlement des aliquotes appelées témoins, qui servent à valider la stabilité du système (les *short-shine*, voir sect. précédente). Nous comparons finalement le signal des témoins naturels à celui des aliquotes normales, et la décroissance du signal génère une droite négative, dont la pente nous donne notre taux de *fading*. Il a été montré que le *fading* est un phénomène ubiquitaire à travers l'Amérique du Nord (Huntley et Lamothe, 2001), et que les taux de *fading* partout dans le monde se situent entre 2 et 10 %, les plus hauts taux étant reliés à des feldspaths volcaniques (comme la sanidine), qui possèdent le plus haut taux de désordre dans leur maille cristalline, ce qui leur confère une grande instabilité, et facilite la « fuite » des électrons. On observe chez ces derniers un taux de *fading* plus haut que des feldspaths d'origine intrusive ou métamorphique par exemple (Lamothe, comm. pers., 2008). La force de la source Gammacell est de loin supérieure à la dose moyenne annuelle que reçoit un échantillon enfoui dans son environnement naturel, qui elle est égale à environ 3 Gy/ka. La force de la Gammacell est 58 400 000 fois plus puissante que la dose reçue dans la nature, ce qui représente un $\log(58 \cdot 10^6 = 7,76)$. Ce log représente l'extrapolation nécessaire de la décroissance du signal pour qu'il représente celui de l'environnement.

Par exemple, nous trouvons un taux de *fading* de 8 %. Nous le multiplions par le nombre de décade, ainsi, $8\% * 7,76 = 56,2\%$, et c'est le pourcentage du signal qui a été perdu dans la nature. Donc, nous pouvons estimer que 43,8 % du signal a bien été reçu et conservé par le minéral. En d'autres mots, la courbe de croissance L_x/T_x du laboratoire est deux fois trop élevée (ou rapide) par rapport à celle générée par la dose naturelle, dans l'environnement naturel et le temps « réellement écoulé ».

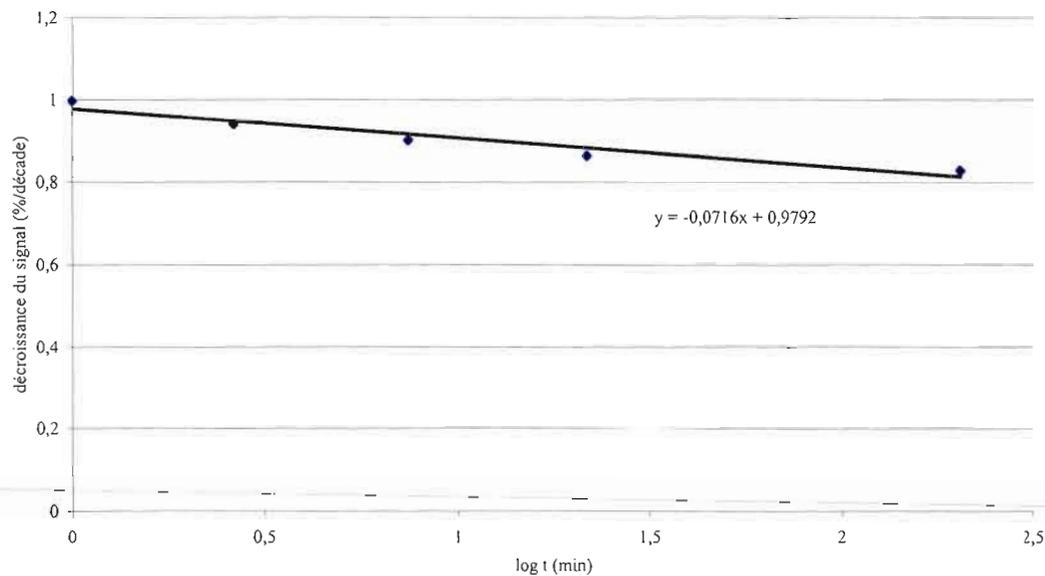


Figure 2.11. Illustration graphique du taux de *fading* obtenu de l'échantillon PLI-1 (Puerto Libertad). Il a été mesuré à cinq reprises, sur une période de 1 mois. L'équation de la droite donne une valeur g égale à $7,3 \pm 0,7\%$ /décade. Les points sont alignés sur la droite.

La correction avec le taux de *fading* par décade est obtenue par l'application de deux mesures proposées dans la littérature. La première est celle d'Huntley et Lamothe (2001), dite H+L, qui ne devrait pas être applicable sur des échantillons plus vieux que 20 ka à 50 ka, car il concerne la partie linéaire de la courbe de croissance, ce qui donne donc un âge relativement jeune. L'équation de décroissance de la luminescence est donnée par:

$$T_f/T = I_f/I_0 = 1 - K [(\ln(T/t_c) - 1)] \quad (\text{Huntley et Lamothe, 2001})$$

où T est l'âge réel, T_f l'âge mesuré avant la correction du *fading*, I_0 l'intensité lumineuse observée au laboratoire avant le *fading*, I_f l'intensité lumineuse après la correction du *fading*,

t_c un temps arbitraire (correspondant à une intensité I_c), et k la constante caractéristique de l'échantillon. Ceci représente une décroissance logarithmique (avec le temps écoulé depuis l'irradiation) initialement décrite par Visocekas (1979).

La deuxième, dite DRC pour *Dose-Rate-Correction*, est:

$$I_f = \log(1/e) / (D_{lab}/D_{sol}) \quad (\text{Lamothe et al., 2003})$$

où D_{lab} est la dose reçue en laboratoire, D_{sol} celle absorbée dans le sol, soit l'environnement du sédiment, et g le taux de *fading* (%/décade), qui sont les trois variables nécessaires. Dans celle-ci nous comparons les intensités des doses naturelles et artificielles. Cette seconde équation s'applique sur des échantillons âgés d'un intervalle de temps beaucoup plus long, qui prend en compte la courbure de la courbe de croissance, et ne s'arrête pas à sa forme linéaire (et jeune) comme la première équation. La façon d'évaluer le temps est hautement significative dans l'obtention d'âges OSL. La valeur g est étroitement dépendante du temps de délai entre la fin de l'irradiation et le début de la stimulation optique (IRSL). Dans la figure 2.12, on peut observer la relation entre le temps t de l'irradiation et celui de la stimulation IRSL. Ainsi, t_1 est le temps écoulé entre la fin de l'irradiation et la mesure du signal de luminescence, et t_2 est le temps écoulé depuis le début de l'irradiation, donc $(t_2 - t_1)$ est la durée de l'irradiation (fig. 2.12). Dans les mesures et corrections de ce travail, nous avons utilisé le temps t_2 pour approximer le temps écoulé depuis la moitié de l'irradiation, au lieu du temps écoulé depuis le début de l'irradiation.

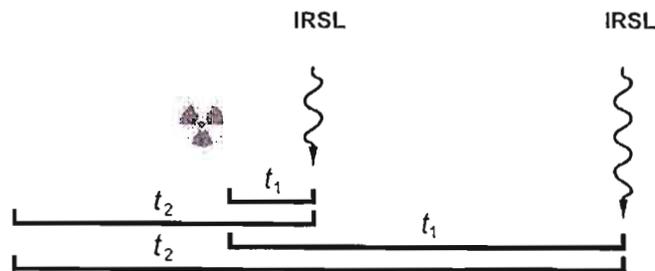


Figure 2.12. Schématisation de la méthode de la correction du fading g , en introduisant un délai systématique. Une bonne approximation pour l'irradiation en laboratoire est atteinte en utilisant : $t^* \cong t_1 + (t_2 - t_1)/2$. (Auclair et al., 2003)

2.3.4. Calcul de l'âge

La correction pour le *fading* (g) est appliquée à la moyenne des mesures de Ln/Tn pour chaque échantillon. La dose équivalente obtenue après correction (en rouge) est la paléodose P , insérée dans l'équation d'âge (1).

Ainsi, $\text{moy Ln}/\text{Tn} = 5,28 \pm 0,15$, et correspond à une dose équivalente : $De = 203 \pm 6$ Gy sur l'axe des abscisses. Si la moyenne des Ln/Tn est ensuite corrigée avec un taux de *fading* égal à $7,3 \pm 0,7$ %/décade, la moyenne Ln/Tn devient égale à $11,56 \pm 1,16$. La dose équivalente corrigée devient la paléodose P sur l'axe des abscisses égale à 678 ± 70 Gy. L'âge en OSL obtenu d'après l'équation d'âge est de 134 ± 18 ka. Les incertitudes sont calculées à partir d'algorithmes développés par Huot (2003). Ces résultats sont présentés en détails dans le chapitre 4.

2.4. Obstacles principaux à la datation en OSL

2.4.1. Paléodose

Le problème de la **variabilité du signal** est le plus critique. La variabilité peut être intrinsèque, due à la variabilité des appareils. Elle peut être également extrinsèque, et due à la variabilité de la dose reçue dans l'environnement, proportionnelle aux types de minéraux présents et leur contenu en K, U, Th, Rb. Par exemple, la variation de seulement un degré Celsius de la température ambiante, qui peut contribuer à un changement significatif dans la sensibilité du signal (Huntley et Lamothe, 2001).

Les conséquences néfastes d'une mauvaise **remise à zéro** des grains entraîne une surestimation de l'âge. Si un sédiment contient un mélange de grains qui ont été très bien

exposés puis enfouis (grains bien remis à zéro), et de grains partiellement remis à zéro, le signal de ces derniers datant d'avant leur dernière exposition à la lumière est également emmagasiné dans le minéral. Lorsqu'il subit une stimulation, il émet le signal OSL emmagasiné depuis sa dernière exposition au soleil ainsi que le signal résiduel plus vieux. Les deux signaux vont donc s'additionner, et le signal sera plus intense que celui naturel, l'échantillon sera alors estimé plus vieux qu'il ne l'est en réalité. Dans ce travail, les échantillons proviennent d'un secteur proche du cercle de l'Équateur très illuminé annuellement, désertique, dont le climat passé est estimé semblable à celui du présent (aride et chaud). Nous pouvons estimer que nos échantillons ont bien été remis à zéro.

Des **transferts thermiques** peuvent même se produire lors de l'étape du *bleach*, et il peut y avoir également une sensible augmentation du signal même à la température ambiante. Il existe ainsi plusieurs types de transferts thermiques, et se distinguent à travers deux catégories: la récupération et le transfert basique (Aitken, 1998). La récupération est causée par les électrons qui étaient dans les pièges OSL lors du commencement du *bleach*. Ils sont éjectés et se réfugient dans les trappes profondes durant toute la durée du *bleach*. Lors de la préchauffe, ils reviennent dans les trappes OSL, ainsi ils ont 'échappé' à leur éviction et induisent donc une mauvaise remise à zéro. La récupération implique ainsi un double transfert; photo-sensible durant le *bleach*, et thermique durant la préchauffe (Aitken, 1998). Le transfert basique est dû aux électrons qui sont piégés dans les trappes "*hard to bleach*"; trappes très profondes qui nécessitent une stimulation optimale pour être vidées, leur profondeur permettant le stockage de beaucoup d'électrons et donc une durée "de vie" optimale et une profondeur thermique de 1,76 eV. Ces électrons sont emmagasinés antérieurement à la déposition, qui restent là jusqu'à ce que la préchauffe ait causé un mouvement dans les trappes OSL, qui elles ont une profondeur variant de 1,44 à 1,72 eV, et dont leur durée de vie est estimée être supérieure à 10^8 ans (Lamothe et Auclair, 1999). Le degré d'éviction dépend de la profondeur des trappes (Aitken, 1998).

2.4.2. Dose annuelle

La **teneur en eau** peut constituer un problème si elle est très élevée; comme un échantillon provenant de sables argileux gorgés d'eau par exemple. Les molécules d'eau absorbent alors une partie des rayons ionisants provenant de l'environnement et à l'intérieur du cristal. Cela peut donc fausser le calcul de la dose annuelle. Dans ce travail, elle ne constitue pas un obstacle gênant car les sédiments étudiés sont tous très secs.

Il arrive fréquemment, surtout quand il s'agit de sédiments côtiers comme dans notre cas, que le rapport d'activité radioactive du système U/Th de l'échantillon (INAA) ne corresponde pas au rapport réel. Il y a alors **déséquilibre en uranium-thorium**. L'abondance établie peut ne pas représenter l'abondance réelle du sédiment en uranium. Puisque cette donnée est utilisée au calcul de la dose annuelle, elle l'induit donc en erreur et cette dernière peut être sous ou sur-estimée, et fausser finalement l'âge obtenu par l'équation d'âge OSL (1). Une perte d'uranium ou un surplus de thorium est fréquemment reliée à la teneur en carbonates de l'échantillon. Étant donné que nous analysons des dépôts marins pour la plupart, ceci doit être analysé de près. Le principe de la datation stimulée optiquement, expliqué plus haut, repose sur des postulats qui doivent être consciemment vérifiés. Nous partons du fait que le sédiment a été remis à zéro, et qu'il n'a pas été en contact avec la lumière après l'échantillonnage jusqu'à son insertion au laboratoire. Le débit de la radiation naturelle dans l'environnement est supposé constant et qu'il l'a toujours été, et qu'il dépend de l'équilibre de la chaîne radioactive (Lamothe, 1996). Pour cela, les analyses des constituants radioactifs du minéral sont impératives, et la spectrométrie alpha est effectuée en cas de déséquilibre, pour savoir où celui-ci a eu lieu dans la chaîne de décroissance. Dans un système clos, l'équilibre séculaire est atteint lorsque les isotopes fils se désintègrent au même taux que les isotopes pères, etc. Un problème déjà mentionné fait état de la fuite du radon ^{222}Rn , (Aitken, 1998), un gaz rare dans la chaîne radioactive de l'uranium, issu de la désintégration du radium 226 (fig. 2.13). Le radon possède une demie-vie de 3,83 jours, il est donc extrêmement radioactif et émet des particules alpha. Son état de gaz et sa très courte demie-vie rendent sa fuite facilitée, il contribue donc souvent au déséquilibre de la chaîne.

La **diagenèse** est la croissance de minéraux à l'intérieur du dépôt après le moment de sa déposition. Elle peut constituer un problème si les minéraux analysés sont apparus bien après. Puisque nous cherchons à connaître l'âge de la déposition du sédiment étudié, l'âge de ces minéraux sera possiblement estimé trop jeune ou trop vieux par rapport à l'âge réel. Cependant, ce phénomène physique est relativement peu observé sur les feldspaths, mais plus fréquent sur les minéraux constituants des roches sédimentaires marines tels que l'aragonite, ou le quartz (calcédoine) par exemple. Trois des échantillons marins datés dans ce travail sont cimentés; les grains ont été indurés et une matrice calcaire cimente le tout, ce qui représente de la diagenèse. L'excroissance d'un minéral siliceux sur un autre minéral (ou agrégat ferromagnésien vitreux), provenant de l'échantillon CCO-1e (tuf), est observé et pris en photo au MEB (voir fig. A.10., app. A).

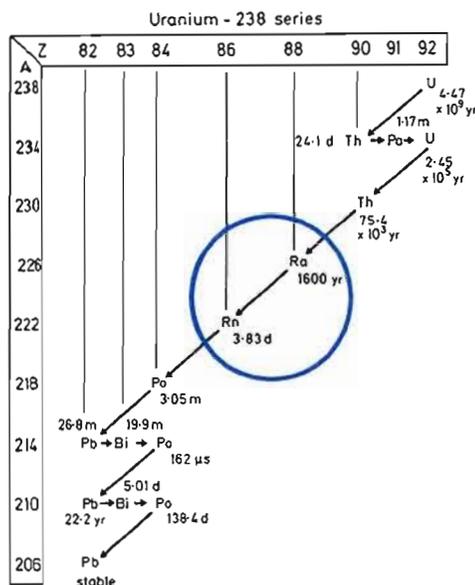


Figure 2.13. Schéma de la chaîne de décroissance radioactive de l'uranium 238 et de ses isotopes fils. Le gaz radon est issu de la désintégration de son isotope père ^{226}Ra , dont la fuite dans la chaîne est problématique. (modifié d'Aitken, 1998)



CHAPITRE III

ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE DE LA ZONE CÔTIÈRE

La zone côtière étudiée dans le présent travail est divisée en trois secteurs (*voir* introd. fig. 1), sélectionnés pour leur facilité d'accès et l'existence de terrasses marines qui n'ont jamais été datées en luminescence optique auparavant, et dont leur âge préalablement attribué ne l'était que d'une façon relative, à part quelques datations radiométriques U/Th et racémisations effectuées à partir de tests de mollusques (Bernat *et al.*, 1980). Nous tâcherons ainsi grâce à la datation OSL de présenter dans ce chapitre une évaluation des âges absolus des six paléo-lignes de rivage échantillonnées le long de la côte du Sonora, en progressant du nord au sud.

Une description détaillée des séquences marines observées sur les sites d'échantillonnage, ainsi que des corrélations latérales sont présentées dans ce chapitre. La légende des cartes ainsi que celle des coupes sont présentées dans l'appendice E.

3.1. Secteur de Bahía Adair

Le premier secteur étudié est situé sur la côte nord du Sonora, dans la baie Adair (fig. 3.1). Puerto Peñasco est la ville principale de la région située au sud-est de la baie, celle-ci étant enclavée entre le volcan-bouclier du Pinacate situé à environ 40 km au nord-est, le delta du rio Colorado au nord-ouest, et le désert d'Altar qui recouvre la presque totalité du secteur. Un système de dunes longitudinales est édifié perpendiculairement au littoral de la baie. Il est mentionné que cette baie représente probablement un estuaire abandonné, ou du rio Sonoyta avant la formation du volcan-bouclier El Pinacate.

3.1.1. Description et échantillonnage

La terrasse marine échantillonnée (BAA-1) se situe sur le littoral sud-est de la baie de Bahía Adair (fig. 3.1). Une séquence de dépôts pléistocènes borde la côte sur quelques kilomètres, et les sables dunaires recouvrent la majeure partie des dépôts anciens sur le littoral ainsi que tout le secteur comme on l'a précisé plus haut. Dans ce travail, nous avons analysé la séquence marine correspondante se trouvant à environ 110 m du rivage et à une élévation d'environ +10 m. Nous avons divisé cette coupe en 4 unités stratigraphiques (fig. 3.2). La première unité est un *beach-rock* (A), d'une épaisseur de 0,50 m environ. Il est observé à l'altitude du niveau marin actuel à marée basse, et est bien érodé et poli par l'action des vagues et des marées. La deuxième unité – B – consiste sans doute un premier gradin d'abrasion se situant à environ +6 m, mais est complètement recouvert de sables, d'éboulis ainsi que de constructions, et la composition exacte de ce niveau demeure inconnue.

La troisième unité (C) décrite est celle du niveau échantillonné (BAA-1), retrouvé à l'intérieur des terres à environ 110 m du rivage. Il s'agit d'une calcarénite à calcirudite légèrement indurée, d'environ 1,70 m d'épaisseur. Ce niveau présente des petits lits de coquilles et des horizons à gros *Strombus* (~15 cm), à *Chione californiensis* (~5 cm), ainsi que des stratifications obliques (fig. 3.3). Cette unité est constituée de sables fins à moyens, oxydés, assez bien triés, de couleur beige à rose saumon. Les minéraux présents sont surtout des quartz, des feldspaths plagioclases, et des feldspaths potassiques (*voir app. A*). L'échantillon BAA-1 a été extrait de cette coupe en deux blocs, les tubes de cuivre ne pouvant pas pénétrer dans la calcarénite trop indurée. L'unité sommitale D est représentée ici par une lumachelle d'une épaisseur d'environ 1 m, constituée d'une accumulation serrée de coquilles fossiles, où l'espèce *Chione californiensis* y est surtout représentée (fig. 3.4). Une lame mince de cet échantillon a été faite à l'ERNO (Hermosillo, Mexique) et photographiée, où l'on peut observer des quartz, feldspaths plagioclases et potassiques, des grains organiques calcaires (oolithes et débris), sous la lumière naturelle puis polarisée (fig. 3.5).

Les dépôts pléistocènes retrouvés à Bahía Adair ont été étudiés par Ortlieb (1987). Il s'agit de 2 gradins constituant des terrasses marines d'abrasion, situés à des élévations respectives de +8 m et +13 m (p. 164, coupe B, 1987). Dans son étude, une analyse aminostratigraphique a été effectuée sur un test de *Chione californiensis*, mollusque le plus représenté dans la lumachelle qui coiffe la séquence étudiée (voir app. D). Le résultat s'avère alors négatif, étant donné que la valeur du rapport $alle/Ile = 1,10$, qui implique un âge plus jeune puisque $alle$ est plus grand que Ile . Il propose que le résultat proche de l'équilibre s'explique soit par un âge antérieur au 5e, soit par une hausse de la température diagenétique (p. 608, Ortlieb, 1987). En tenant compte de la géomorphologie, cette paléo-ligne de rivage est donc estimée être âgée du Pléistocène moyen à supérieur.

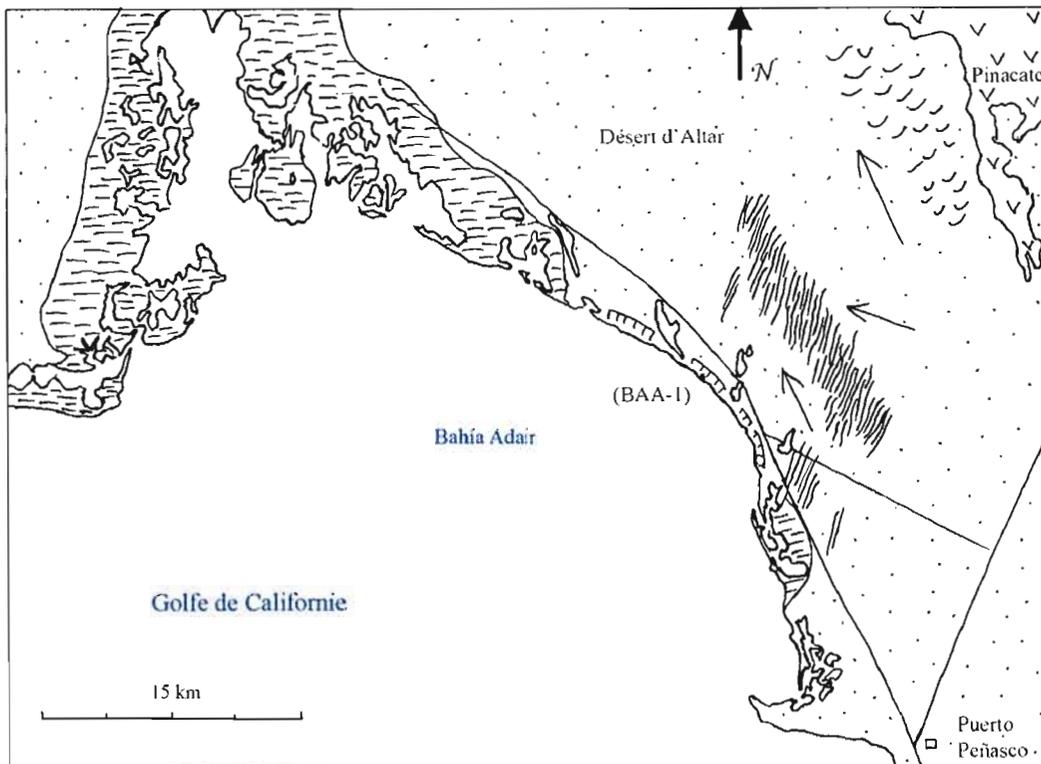


Figure 3.1. Carte géomorphologique simplifiée du secteur de la baie Adair, sur la côte nord du Sonora, enclavée entre le golfe de Californie et le désert d'Altar. On voit les structures éoliennes du désert comme les dunes barkhanes au nord-est et un système de dunes longitudinales qu'on voit édifié perpendiculairement à la côte. La direction des vents dominants est indiquée avec des flèches noires. La ville principale de la région Puerto Peñasco est située au sud-est, et on aperçoit le Pinacate au nord-est.



Figure 3.2. Coupe schématique de la terrasse observée à Bahía Adair, sur la côte nord du Sonora. La coupe est divisée en 4 unités: A: beach-rock B: ?. C: calcarénite à niveaux de *Strombus* D: lumachelle. L'emplacement de l'échantillon BAA-1 est encadré en noir (unité C).

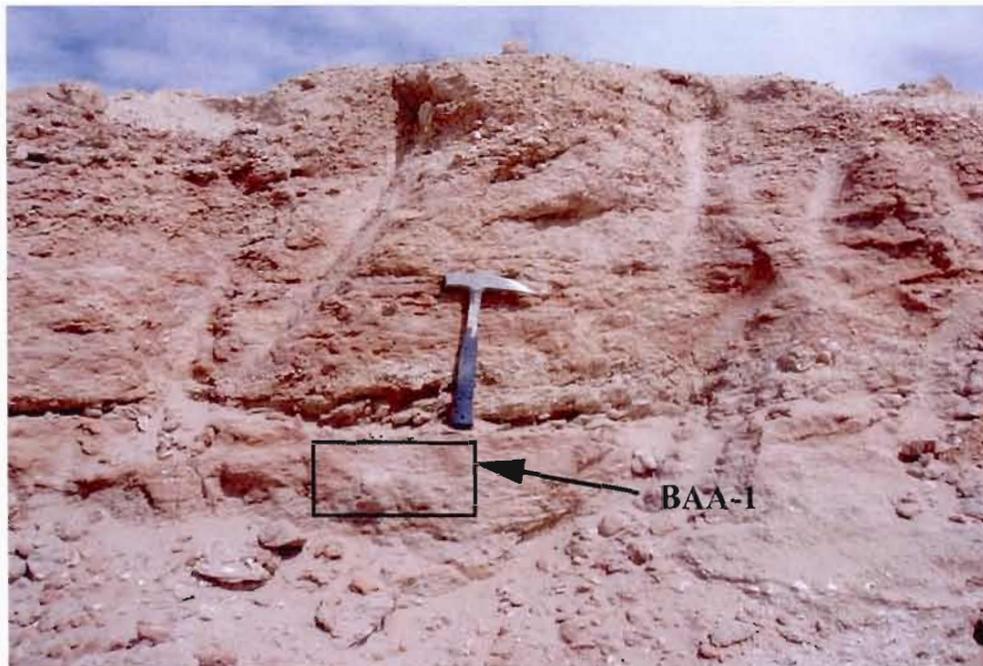


Figure 3.3. Photo de l'unité B: calcarénite/calcirudite à niveaux de *Strombus* et à lits obliques, à Bahía Adair. L'emplacement du bloc échantillonné BAA-1 est indiqué en noir.



Figure 3.4. Photo de la lumachelle qui termine la séquence échantillonnée à Bahía Adair. Cette unité est surtout composée de coquilles de mollusques tels que *Chione californiensis*.

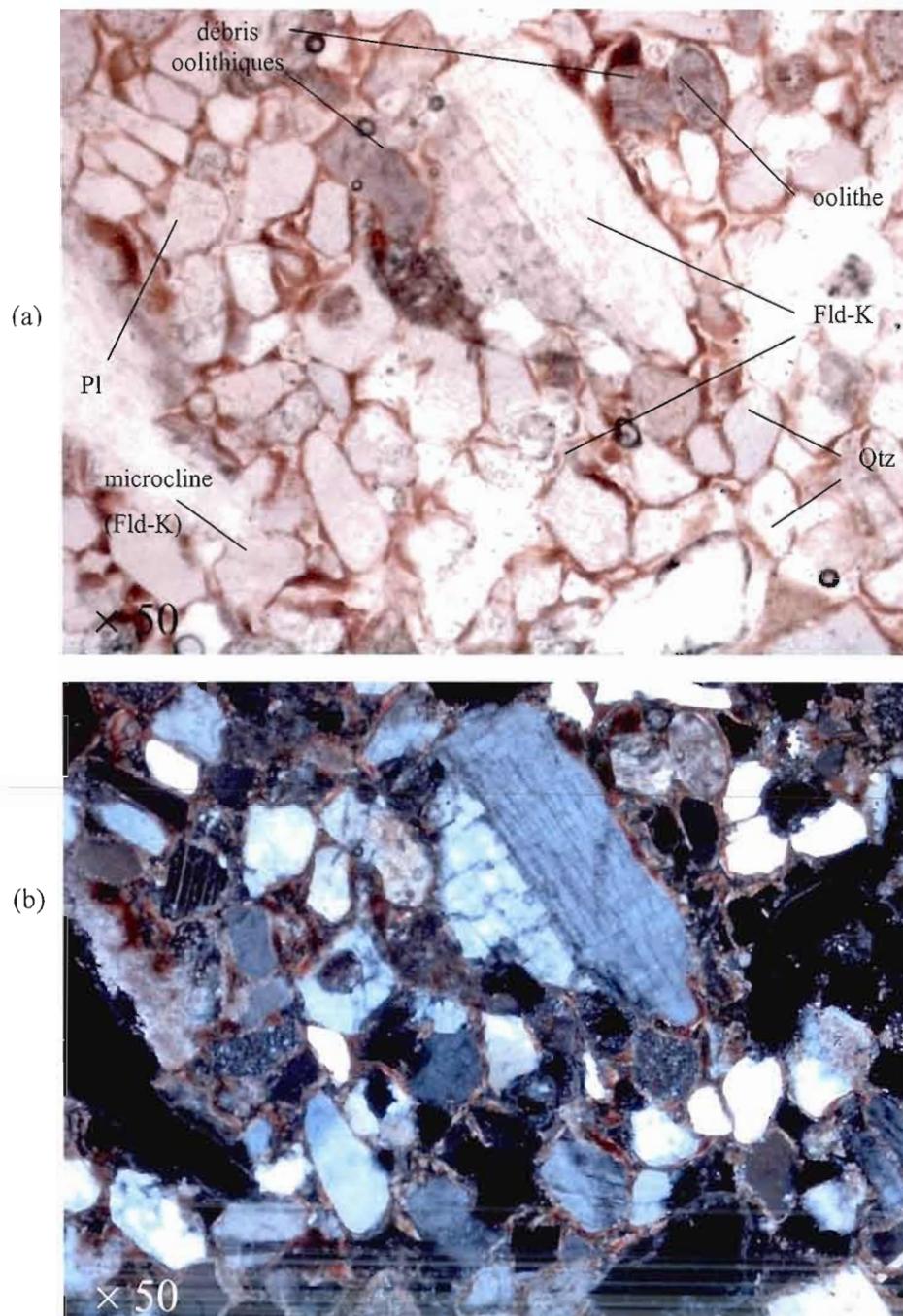


Figure 3.5. Clichés de la lame mince de l'échantillon BAA-1 grossis 50 \times , en lumière naturelle (a) et polarisée (b). Les quelques minéraux identifiés sont des feldspaths potassiques (Fld-K), dont la microcline avec la macle en tartan caractéristique qu'on distingue difficilement, des feldspaths plagioclases (Pl) avec leur macle polysynthétique, des quartz (Qtz), des oolithes, d'autres débris marins organiques, et une matrice brune qui a cimenté le tout.

3.2. Secteur de Puerto Libertad

Le deuxième secteur étudié se situe au centre de la côte du Sonora et englobe les alentours du village de Puerto Libertad ainsi que le littoral situé de part et d'autre de la pointe rocheuse Punta Bola (fig. 3.6). Au nord de celle-ci, la côte est orientée nord-sud et est rocheuse. Au sud, dans la baie de Bahía Libertad, le littoral est orienté NW-SE et est constitué de falaises pléistocènes, recouvertes en grande partie par des dunes et des dépôts alluvionnaires quaternaires. La partie sud de la baie, ayant été exposée frontalement aux vents dominants du nord-ouest, présente des dunes longitudinales fixées et consolidées (éolianites). Les dépôts de ce littoral varient latéralement de marins, à continentaux et à éoliens comme on le verra plus loin.

Les alentours de Puerto Libertad exposent les plus nombreux témoins d'anciens hauts niveaux marins de toute la côte du Sonora. Les trois terrasses marines de ce secteur analysées sont localisées sur la plage Santa Margarita (SMA-2), et dans la baie de Bahía Libertad (PLI-1 et BLI-1) (fig. 3.6). Nous observons sur la figure la faille Puerto Libertad qui est mentionnée et observée près du lieu d'échantillonnage de BLI-1.

Les anciennes lignes de rivage qui subsistent dans ce secteur ont été assez bien décrites et étudiées (*voir* intr. sect. II). Des analyses de racémisation ainsi que des séries de datations U/Th ont été effectuées sur des fossiles de mollusques, (absence de matériel corallien). Les âges varient entre 64 et 120 ka (Ortlieb, 1987), en raison des difficultés d'adaptation de la méthode pour les mollusques, moins fiable que pour les coraux (Kaufman et *al.*, 1971). Un âge du Pléistocène supérieur à inférieur est estimé pour les terrasses marines de cette baie.

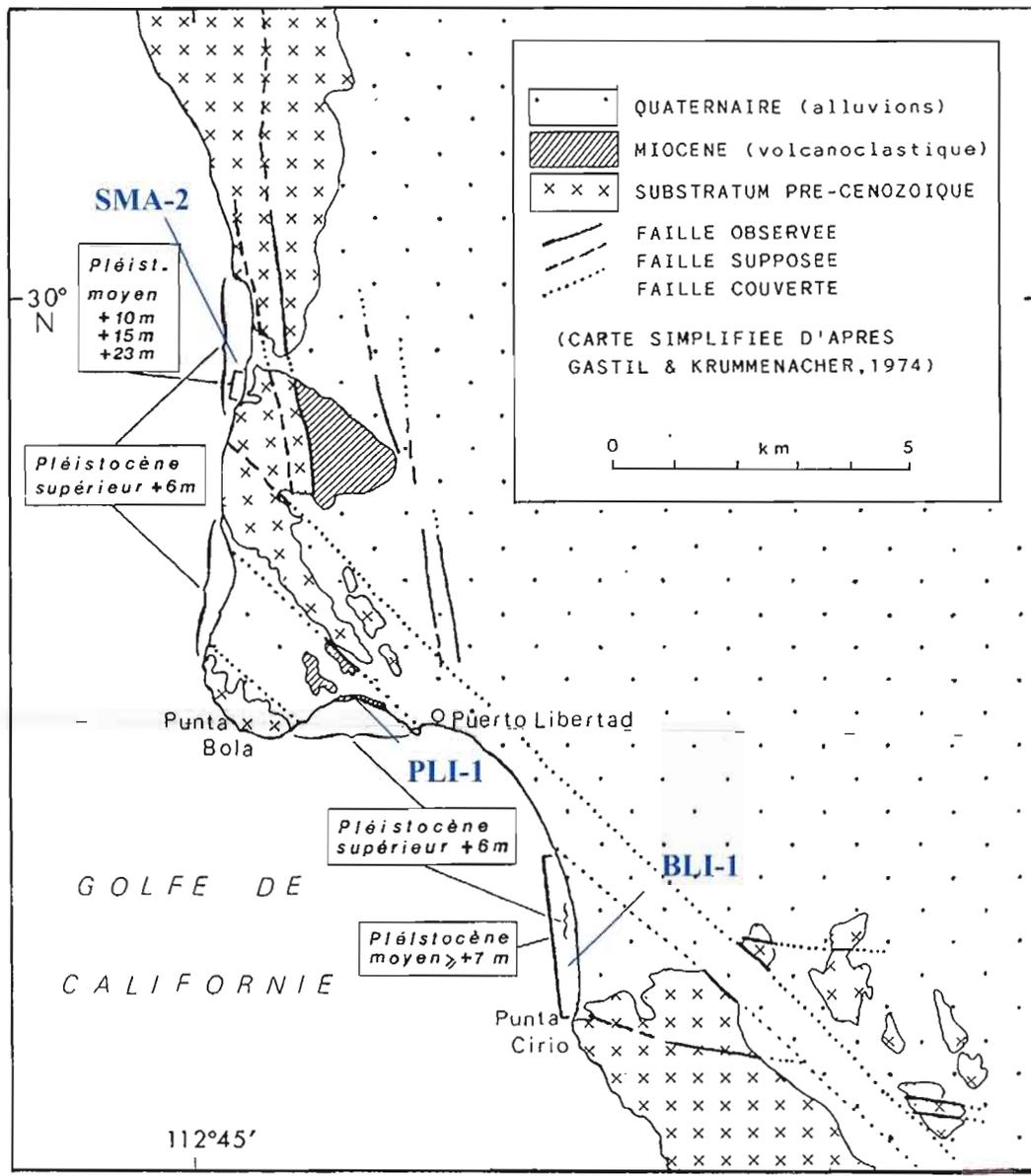


Figure 3.6. Carte géologique simplifiée du secteur de Puerto Libertad et élévations des paléolignes de rivage. Les emplacements des sites des 3 échantillons prélevés sont indiqués en bleu. On distingue la faille de Puerto Libertad qui passe à proximité des dépôts analysés. (modifié de Gastil et Krummenacher, 1974b, selon Ortlieb, 1987).

3.2.1 La terrasse de Santa Margarita – SMA-2

3.2.1.1 Description et échantillonnage

Des niveaux d'abrasion situés dans la petite baie de Santa Margarita (ou de Santa María) ont été observés, à environ 8 km au nord-ouest de Puerto Libertad (fig. 3.7), recouverts par une séquence de dunes et d'éolianites qui atteint environ la hauteur de 25 m. Les dunes recouvrent le socle schisteux méta-sédimentaire, plissé et faillé. Les terrasses d'abrasion observées par Ortlieb dans sa recherche (p. 185, coupe C, 1987) sont indiquées à des élévations de +10 et +12 m, +15 m et +23 m (fig. 3.8). Etant donné l'absence de coquilles, ces anciens hauts niveaux marins n'ont jamais été datés, mais sont cependant estimés sur des caractéristiques géomorphologiques à un âge Pléistocène moyen ou supérieur.

Une paléo-ligne de rivage d'une élévation de +5 m est exposée en quelques endroits le long du littoral, qui est composée de sables fins à moyens avec graviers fossilifères à lentilles conglomératiques. Cette dernière est attribuée au S.S.I.5e, puisque l'élévation est comparable au niveau moyen marin du dernier interglaciaire (+5-6 m), et en supposant que les terrasses plus élevées sont plus anciennes et que la côte n'a pas subi de mouvements verticaux majeurs depuis la fin du Pléistocène.

Le niveau à +10-12 m décrit par Ortlieb est en fait constitué de deux terrasses d'abrasion étroites, ne contenant aucun fossile. La terrasse d'abrasion située à +15 m est celle analysée (SMA-2), et le niveau exposé en relief fait environ 1 m d'épaisseur (fig. 3.9). Il est constitué de sédiments grossiers peu consolidés, consistant en des sables et graviers avec des galets. Sur la surface de ces terrasses, il ne reste pas de coquilles fossiles témoins d'un ancien haut niveau marin, mais cependant des galets arrondis. Aussi, en creusant sous la surface nous avons exposé des sables fins à moyens, bien triés et riches en coquilles et fragments de mollusques millimétriques.

Le niveau situé à +23 m est peu évident, proche du sommet de la dune, donc le niveau de la banquette d'abrasion n'est pas apparente comme ceux précédemment décrits. Présentant également les mêmes sables fins à moyens fossilifères à coquilles millimétriques et à coquilles d'huîtres très altérées violettes et comportant à la surface de nombreuses traces de cycles d'altération, il a été aussi échantillonné (SMA-1), mais il s'est avéré à la suite de quelques tests en luminescence qu'ils donnaient un âge approximatif proche de l'Actuel. L'échantillon en question présentait probablement des sables marins remaniés récemment ou bien une exposition à la lumière postérieure au dépôt.

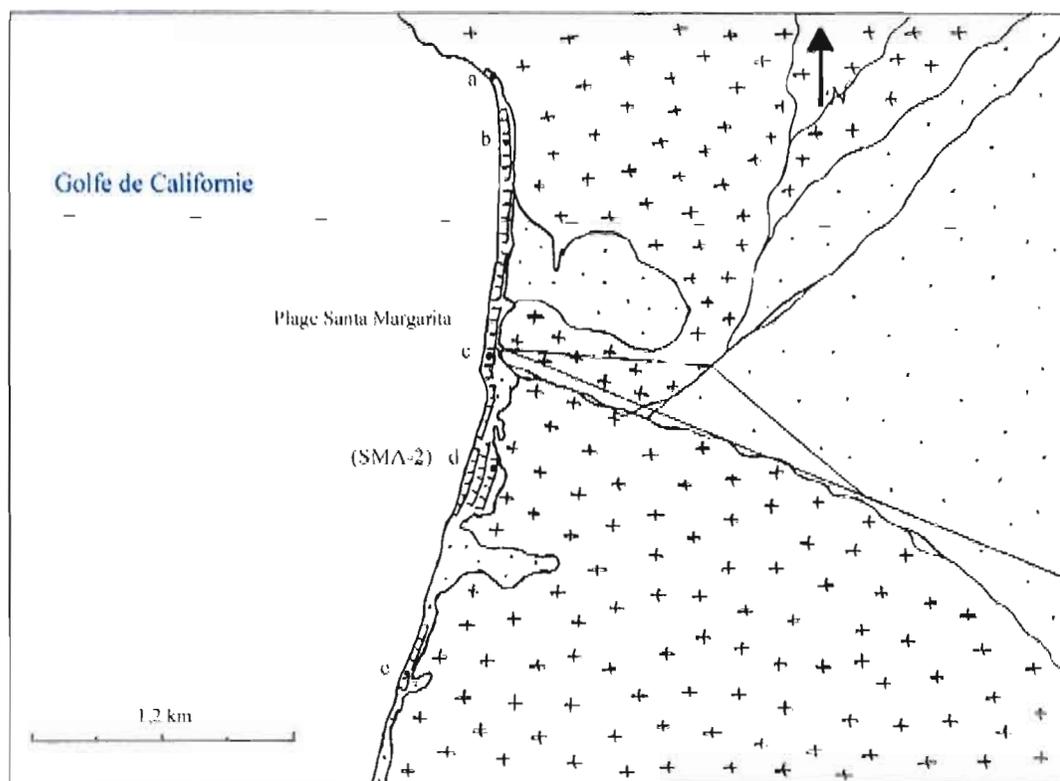


Figure 3.7. Carte géomorphologique simplifiée des alentours de la plage Santa Margarita sur la côte nord du Sonora. Le secteur repose ici sur un substratum mésozoïque ou paléozoïque recouvert par des sables éoliens et alluvions (*bajadas*). L'échantillon SMA-2 est localisé (coupe d) ainsi que les coupes stratigraphiques étudiées (voir légende en app. E).



Figure 3.8. Photo des terrasses d'abrasion observées sur la plage de Santa Margarita. On aperçoit les deux niveaux d'abrasion (+10 m et +15 m), identifiés en jaune, sauf le niveau de +12 m étant difficilement identifiable, celui de +23 m qu'on ne voit pas clairement. Le maximum de la dune atteint environ +25 m de hauteur.

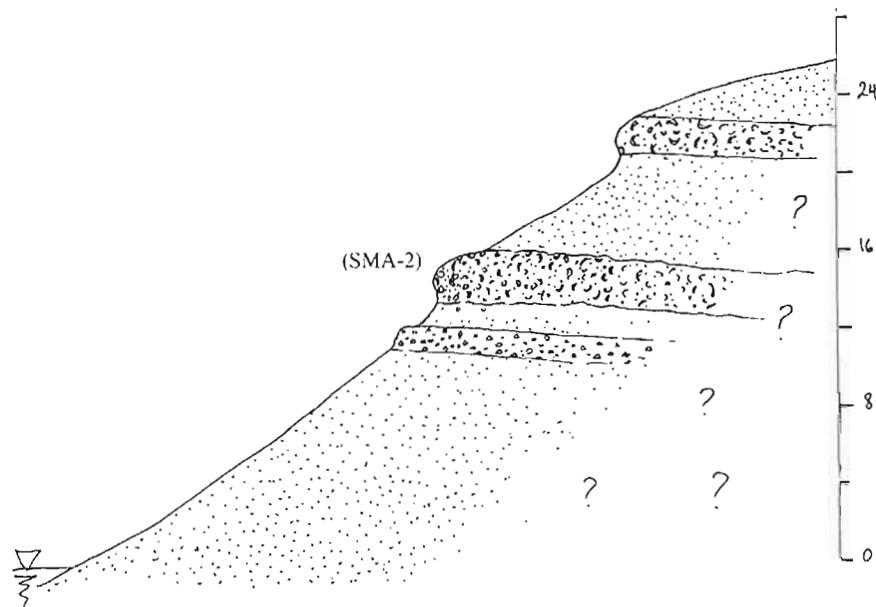


Figure 3.9. Coupe schématique des terrasses d'abrasion marines observées sur la plage de Santa Margarita. Le lieu de l'échantillonnage de SMA-2 dans le niveau à +15 m est indiqué. Il consiste en un niveau d'environ 1 m de sables fins à moyens riches en débris de coquilles millimétriques.

3.2.1.2 Coupes et évolution latérale

La plage de Santa Margarita est orientée NS et a été parcourue sur une distance de 2,5 km (fig. 3.7). Le socle méta-sédimentaire du site d'échantillonnage de SMA-2 est constitué d'une alternance grésopélique, associée à des bancs quartzitiques, et affleure sur quatre coupes (a, b, c, et e), sauf à l'emplacement de la dune (coupe d) qui abrite les hauts niveaux des terrasses d'abrasion (fig. 3.8, 3.9). Le socle affleure à la pointe nord de la plage (a), surmonté d'un mince niveau de conglomérat, couvert à son tour par une unité de sables et graviers, intercalés d'un niveau à coquilles. Des sables fins et clairs à lentilles de graviers le recouvrent, et une *bajada* termine la séquence. Le socle affleure 200 m plus au sud (b), et le socle ici est en contact direct avec la *bajada*, l'unité massive des sables a disparu, ce qui suggère un épisode d'érosion ou un soulèvement mineur. La troisième coupe se trouve à environ 1 km de la coupe b, et expose à nouveau l'unité massive de sables par-dessus le socle, contenant des lits de graviers et des coquilles, et des petits blocs cimentés de micro-conglomérat marin (lentilles). Elle évoque des sédiments déposés lors du S.S.I.5e, puisque elle est exposée à une élévation d'environ +5 m. Ce niveau n'affleure cependant pas partout, et on observe une légère inclinaison des lits de graviers vers la mer. La coupe d est séparée par une pointe rocheuse de la coupe c, où l'on peut y observer un dyke mafique (78S24) injecté dans les laminations quartzitiques des schistes. Ce dyke est déplacé à deux reprises par 2 failles (160SW84 et 158NE80). Son rejet peut correspondre à un soulèvement du bloc est, ou à un déplacement dextre. Ces mouvements structuraux ont eu lieu après la métamorphisation du socle et avant les dépôts pléistocènes. La coupe (d) est décrite en détails (voir sect. 3.2.1.1). La dune recouvre toute la séquence, la stratigraphie complète de cette coupe est inconnue. Plusieurs terrasses d'abrasion sont observées, à environ 1 km de la coupe d, à la pointe sud de la plage, à environ +6 m. Les sédiments marins accumulés sur ces niveaux d'abrasion lors du haut niveau marin ont été érodés, ne laissant aucun matériel datable (voir chap. 1, fig. 1.15). La coupe e est la dernière au sud, où le socle affleure jusqu'à au moins +5 m. Il est surmonté d'un mince conglomérat puis d'une épaisse *bajada*. À part la coupe d, une stagnation suffisante du niveau marin est indiquée, pour avoir eu le temps de creuser la côte rocheuse et permis la construction des terrasses d'abrasion.

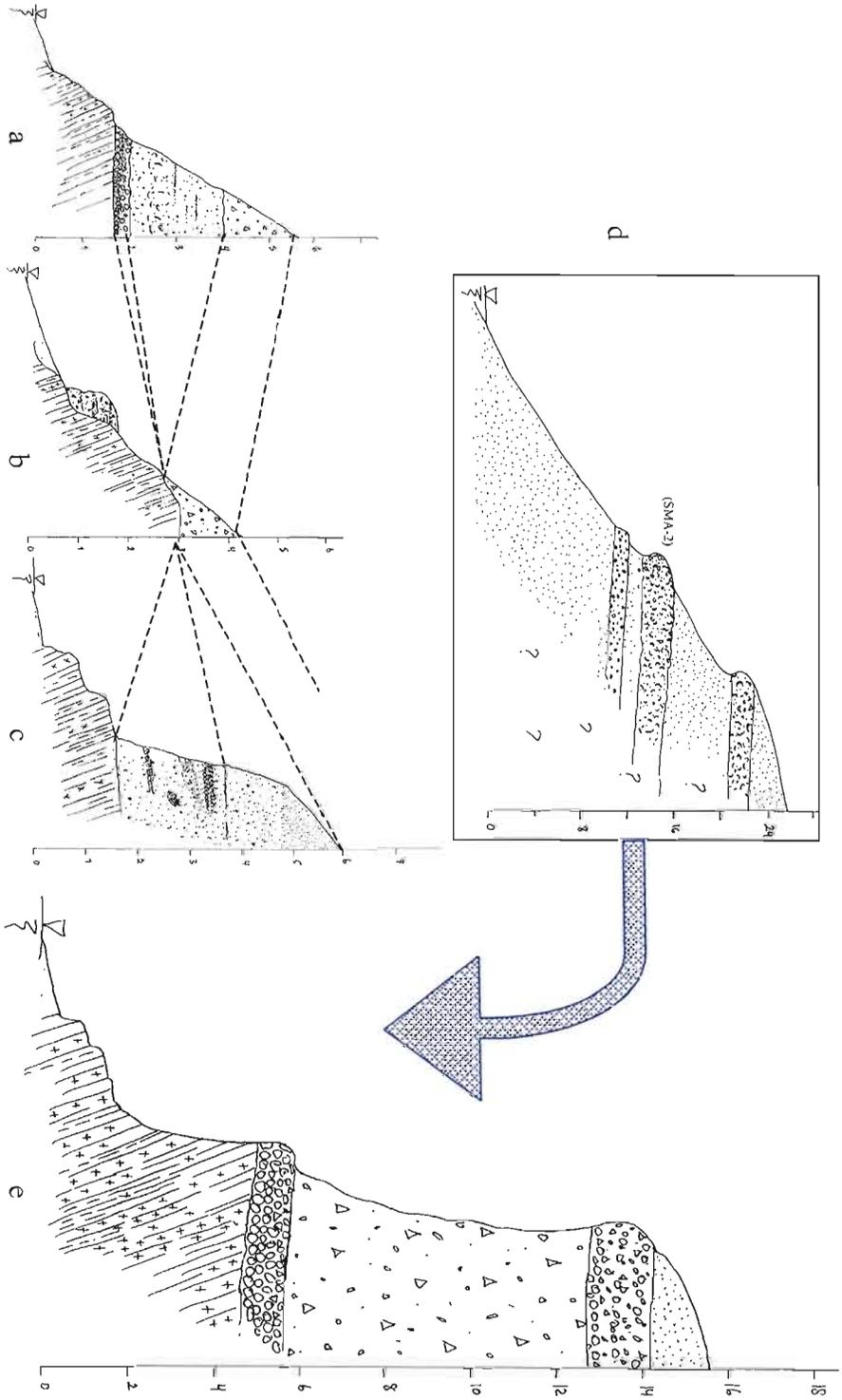


Figure 3.10. Coupes et corrélations verticales du site d'échantillonnage de Santa Margarita. L'échantillon SMA-2-1 est localisé sur la coupe d. La corrélation verticale n'est pas aisée, car les niveaux d'abrasion ne se retrouvent pas ailleurs, et la stratigraphie est inconnue.

3.2.2 La terrasse de Puerto Libertad – PLI-1

3.2.2.1 Description et échantillonnage

La terrasse échantillonnée au nord de Puerto Libertad (PLI-1) est observée le long du littoral, en alternance avec des arroyos qui l'auront creusée et crée de larges chenaux. Elle est située à quelques kilomètres à l'ouest du village de Puerto Libertad (fig. 3.11). Il y a dans ce secteur moins d'accumulation de dépôts éoliens recouvrant les sédiments pléistocènes qu'à Santa Margarita, l'emplacement des sites étant protégé du vent qui apporte les sables fins.

La séquence étudiée sur le site de l'échantillonnage de PLI-1 est divisée ici en 4 unités stratigraphiques (fig. 3.12, 3.13). L'unité basale – A – est un conglomérat à galets jointifs à majorité granitiques d'une épaisseur de plus de 30 cm. Ces clastes granitiques qui constituent le conglomérat et jonchent la plage sont issus de la dégradation du massif granitique Cerro Bola, qui se trouve à proximité (fig. 3.11). L'unité B est une unité d'environ 1 m; un niveau de sables grossiers et graviers à coquilles et petits galets volcaniques. Cette unité est suivie d'un niveau de sables fins à moyens massifs et jaunâtres, de plus d'un mètre (unité C), qui contient des lentilles de graviers et de coquina, sans structures visibles. L'échantillon PLI-1 a quant à lui été extrait de ce niveau, composé de sables fins non-consolidés. La dernière unité exposée ici (D) est un niveau à lumachelle; constitué uniquement d'un amoncellement de coquilles (surtout à *Chione californiensis*) sur une épaisseur d'environ 50 cm (fig. 3.13).

Cette paléo-ligne de rivage a été décrite et étudiée auparavant comme on l'a précisé plus haut, et un échantillon d'une coquille du mollusque *Dosinia ponderosa* appartenant à ce dépôt (qui serait l'unité B selon les descriptions morphologiques) a livré un âge absolu de 118 ± 17 ka, à partir d'une série de datations en U/Th (éch. LP 58, Bernat et al., 1980). La même coquille a été testée ensuite en RAA et a confirmé un âge du S.I.5e, antérieurement évalué sur des évidences morphostratigraphiques.

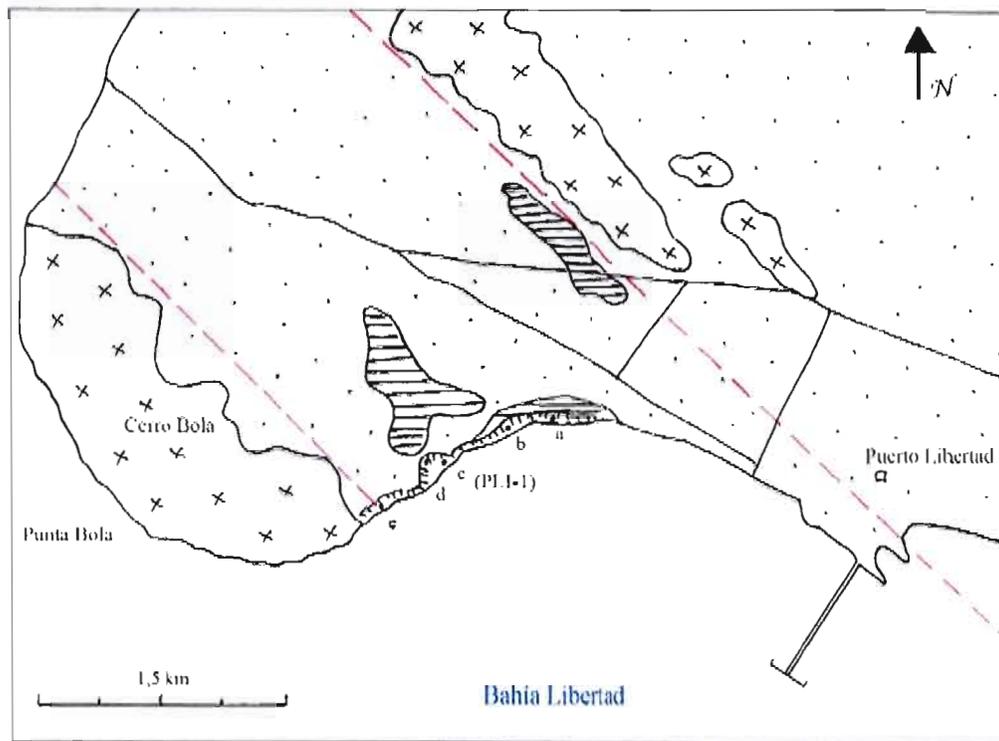


Figure 3.11. Carte géomorphologique simplifiée du secteur de Puerto Libertad sur la côte centre du Sonora. Le site étudié se situe à l'est du massif granitique du Cerro Bola, et consiste en une ligne de rivage assez continue jusqu'au village de Puerto Libertad. Le lieu de l'échantillonnage de PLI-1 est localisé (coupe c), ainsi que les coupes stratigraphiques étudiées. On distingue la faille de Puerto Libertad en pointillés rouges.

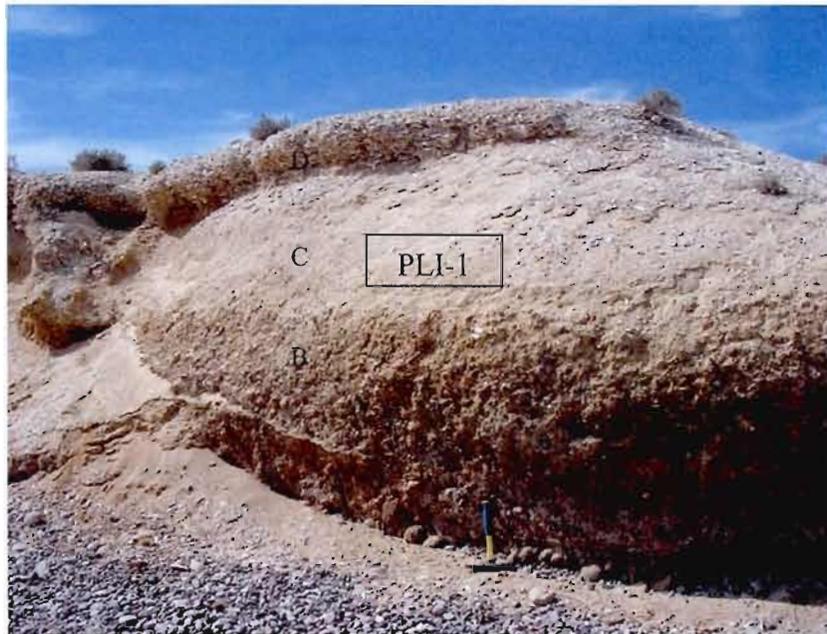


Figure 3.12. Photo de la séquence marine pléistocène exposée à Puerto Libertad et échantillonnée (PLI-1). L'emplacement de l'échantillon PLI-1 est encadré, et les 4 unités stratigraphiques sont indiquées; A: conglomérat basal. B: rudite. C: sables massifs D: lumachelle.

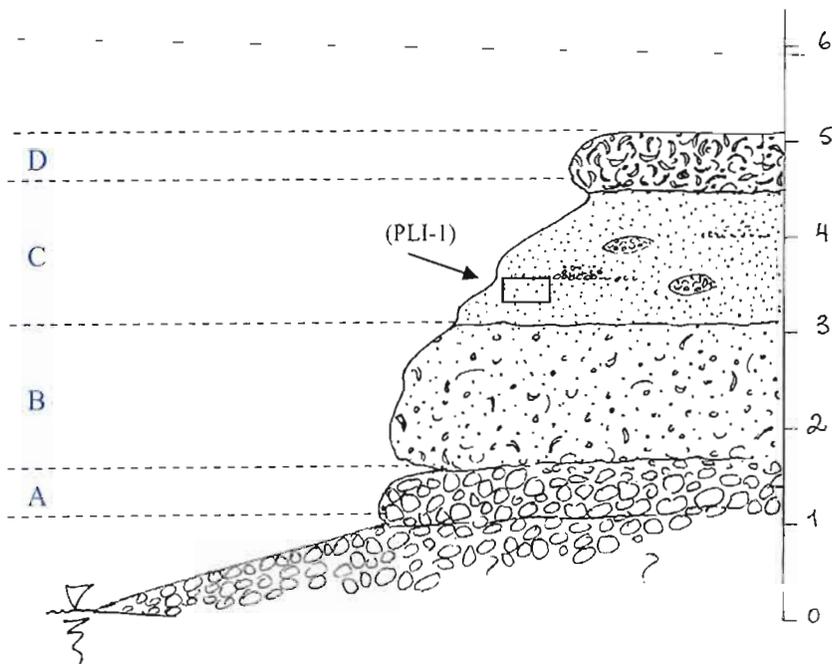


Figure 3.13. Coupe schématique de la terrasse échantillonnée sur la plage au nord-ouest de Puerto Libertad, et identification des unités. A: conglomérat B: rudite fossilifère C: sables fins à moyens massifs jaunâtres D: lumachelle. L'échantillon PLI-1 est localisé et encadré, dans l'unité des sables fins (C).

3.2.2.2 Coupes et évolution latérale

La plage de Puerto Libertad a été parcourue sur une distance d'environ 1,5 km, et cinq coupes sont répertoriées du SW vers le NE (fig. 3.14). À partir du village de Puerto Libertad, la première coupe décrit affleure au bout de 2 km (a). Un niveau à lumachelle apparaît au niveau basal, suivie d'un conglomérat qui devient fossilifère, et d'un niveau de sables marins à niveaux de *Strombus*, quelques échinodermes et des lentilles conglomératiques. Une seconde lumachelle recouvre cette unité avec des fossiles en position de vie, ainsi qu'un second niveau de sables et graviers fossilifères, et d'un micro-conglomérat avec des galets roulés. Plus loin, la lumachelle basale disparaît pour faire place au même niveau plus épais de sables et graviers fossilifères, où apparaissent encore les *Strombus* (coupe b). La seconde lumachelle recouvre cette unité, plus épaisse, et est divisée sur deux niveaux. Au milieu de la plage (coupe c), la proximité d'un paléo-chenal est suggérée par le conglomérat qui réapparaît, couvert par le niveau des sables marins, et par les gros galets granitiques arrondis qui jonchent la plage. La même lumachelle recouvre la séquence. Plus loin (coupe d), le conglomérat est toujours exposé, couvert par l'unité des sables grossiers, eux-mêmes recouverts par un niveau de sables fins, dans lesquels a été échantillonné PLI-1. La lumachelle est visible au-dessus, et on la retrouve ici jusqu'à environ 100-120 m dans les terres. Il y a donc eu ici probablement un épisode de subsidence locale (*embayment*), la mer ayant immergé les terres pendant un moment, probablement lors de la transgression du S.S.I.5e. Au milieu de la lumachelle, un fin niveau (~10 cm) argileux blanc consolidé très léger de cendres blanches parsemé de quelques minéraux noirs (biotite) et du quartz est observé. Il pourrait s'agir d'un tuf et témoigner d'une courte éruption volcanique. La source pourrait être située assez loin, d'après la finesse des grains. La dernière coupe (e) expose le socle granitique jusqu'à +6 m, recouvert d'un conglomérat de blocs granitiques grossiers (métriques), détachés par l'altération en boules caractéristique. Une petite faille est observée dans le conglomérat (145NE74), qui a un pendage de (150NE10). Il est recouvert d'une unité de sables fins, et ici débute le Cerro Bola, massif granitique. La série de coupes stratigraphiques révèle la stabilité de ce secteur, avec une légère subsidence du socle vers le milieu de la plage.

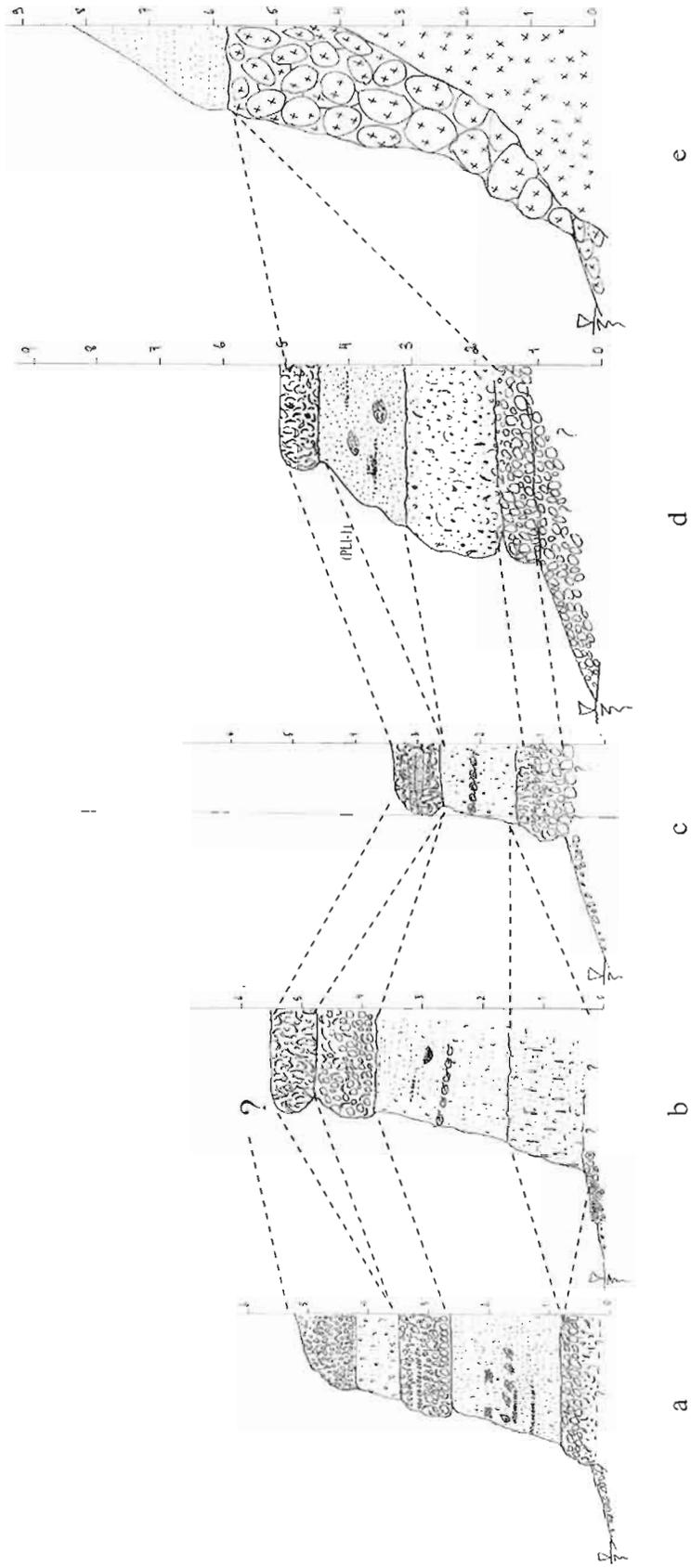


Figure 3.14. Coupes et corrélations verticales du site d'échantillonnage de Puerto Libertad. L'échantillon PLI-I est localisé sur la coupe d. Une lumachelle est exposée sur les coupes jusqu'à la pointe rocheuse.

3.2.3. La terrasse de Bahía Libertad – BLI-1

3.2.3.1. Description et échantillonnage

Au sud de la baie de Bahía Libertad, deux séquences de dépôts pléistocènes d'âges différents sont observés (fig. 3.15). La paléo-plage étudiée au sud de la baie est une séquence constituant une épaisse accumulation de sédiments, une des plus imposantes qui nous a été donné d'observer pour ce travail (fig. 3.16). La transgression marine antérieure au 5e est bien exposée, et on observe ici des unités qui ne sont pas repérables ailleurs sur la côte. Elle se situe à environ 6 km au sud-est du village de Puerto Libertad, et représente les plus vieux témoins d'une transgression du Pléistocène (moy. ou inf.) affleurant sur la côte du Sonora.

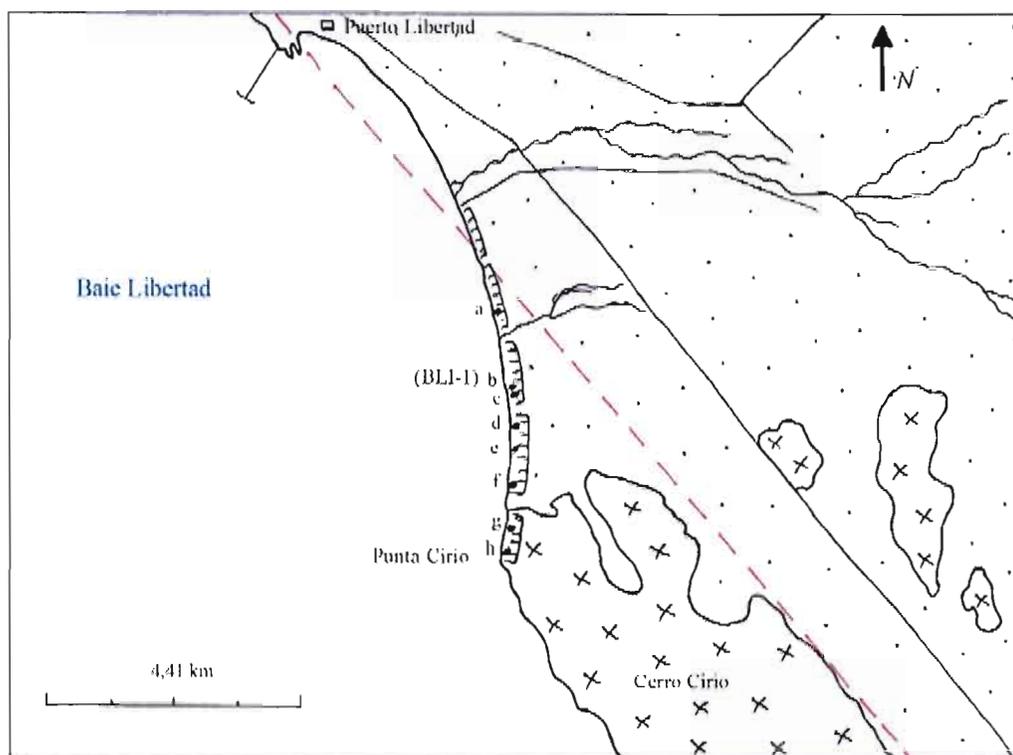


Figure 3.15. Carte géomorphologique simplifiée du site d'échantillonnage de Bahía Libertad sur la côte centrale du Sonora, situé à environ 6 km au sud du village de Puerto Libertad, où l'on peut y observer des dépôts marins témoins de deux transgressions pléistocènes. L'échantillonnage de BLI-1 et les coupes étudiées sont indiquées. Les pointillés rouges représentent une faille présumée.

L'unité basale A de cette séquence marine est massive et a une épaisseur d'environ 5 m. Elle a été échantillonnée (BLI-1) à une élévation d'environ +3 m (fig. 3.17). C'est une calcirudite; un calcaire grossier fossilifère partiellement cimenté, riche en petites coquilles, composée de grains moyens à grossiers; feldspaths plagioclases et potassiques, quartz (fig. 3.18). Elle contient des niveaux d'échinodermes retrouvés entiers et en position de vie, c'est-à-dire alignés et horizontaux, mais très altérés (fig. 3.19). Ils appartiennent à l'espèce échinoïde *Encope grandis*, un oursin qui est apparu depuis le Pliocène et qui subsiste jusqu'à maintenant, avec de nombreuses sous-espèces dispersées à travers les mers du globe. Il est mentionné dans des descriptions antérieures sur le secteur, précisément la sous-espèce *Encope grandis inezana* Durham, retrouvée dans les dépôts au sud de Puerto Libertad (Ledesma-Vásquez et al., 2007). Celle-ci est un fossile éteint depuis l'époque du Pléistocène inférieur, et constitue un marqueur stratigraphique de cette époque. Ces échinodermes sont indicatifs de la zone intertidale; ils vivaient au niveau du sable sous un niveau d'eau de quelques mètres, et indiquent par là un milieu de déposition peu profond, d'où la taille grossière des grains, mais cependant tranquille. La présence de ces oursins suggère que ces dépôts pourraient être âgés du Pléistocène inférieur, voire moyen. L'unité suivante B est un niveau de grès grossier très induré, d'une épaisseur d'environ 50 cm, lité, contenant des lits centimétriques à décimétriques d'ilménite (fig. 3.20). Comme on peut l'observer sur la photo, il évolue latéralement en conglomérat fossilifère, mais ne contient pas de fossiles *in-situ*. Ces grès indiquent une séquence fluvio-marine qui n'est pas exposée ailleurs, représentative d'un épisode antérieur au 5e. L'unité qui recouvre les grès (C) est un bioherme à huîtres géantes, peut-être l'espèce *Ostrea corteziensis*, décrite par Ortlieb, d'une épaisseur d'environ 3 m, discordant sur l'unité précédente (fig. 3.21). L'unité D déposée postérieurement aux grès est un niveau d'éolianites à paléo-sols rouges, oxydés, d'une épaisseur de 2 m environ. Il contient également des horizons de caliche (ou calcrète), qui sont des niveaux blancs de carbonates de calcium formés par le lessivage et la percolation des minéraux comme la calcite ou l'aragonite en surface (fig. 3.22). La dernière unité – E – "coiffant" cette coupe est un niveau de sables dunaires holocènes ou pré-holocènes fixés par la végétation, d'une épaisseur de 2 m et plus.

Ces dépôts marins ont été décrits par Ortlieb (1987) et sont estimés avoir été déposés avant le S.I.5e. Ils sont caractérisés par leur cimentation avancée et la complexité de leur histoire diagénétique, ainsi que leur faune *in-situ*. Des unités distinctes des dépôts reliés au 5e, telle que par exemple une unité de sables grossiers calcaires à *Encope grandis* et *E. micropora* sont observables, stratigraphiquement sous le niveau 5e représenté par des sables peu indurés. La séquence étudiée dans ce travail correspond à la coupe E décrite dans sa thèse (p.183, fig. 3.7, coupe E, 1987). Il estime d'ailleurs l'unité A, qui est très épaisse (plus de 5 m), comme ayant un âge du Pléistocène moyen (Ortlieb, 1991b). Il énonce également la possibilité de deux transgressions au Pléistocène moyen, avant la déposition des sédiments du dernier interglaciaire le 5e, l'unité fluvio-marine discordante ayant suivi la déposition de l'unité A, après une période d'érosion de la séquence en-dessous.

Une série de datations U/Th a été effectuée sur ce secteur, mais les résultats donnent des âges variant entre 64 ka et 129 ka et ne permettent pas l'assignation à un âge précis (Ortlieb, 1987). Des tests de racémisation effectués dans le même cadre de recherche donnent eux aussi un intervalle d'âges similaires (entre 64 ka et 120 ka), et ne sont pas assez précis. Les résultats se révélant incorrélables entre les deux méthodes, et l'hypothèse d'un âge 5e est avancée. Les dépôts plus vieux n'ont pas été échantillonnés, en raison de l'absence de matériel corallien et de la très forte altération des coquilles composant la calcirudite. Ils restent estimés quant à eux à un âge Pléistocène moyen (Ortlieb, 1991b).



Figure 3.16. Photo de la terrasse marine pléistocène du site de Bahía Libertad. Elle s'élève jusqu'à env. +15 m, et les cinq unités observées sont décrites sur la figure 3.17.

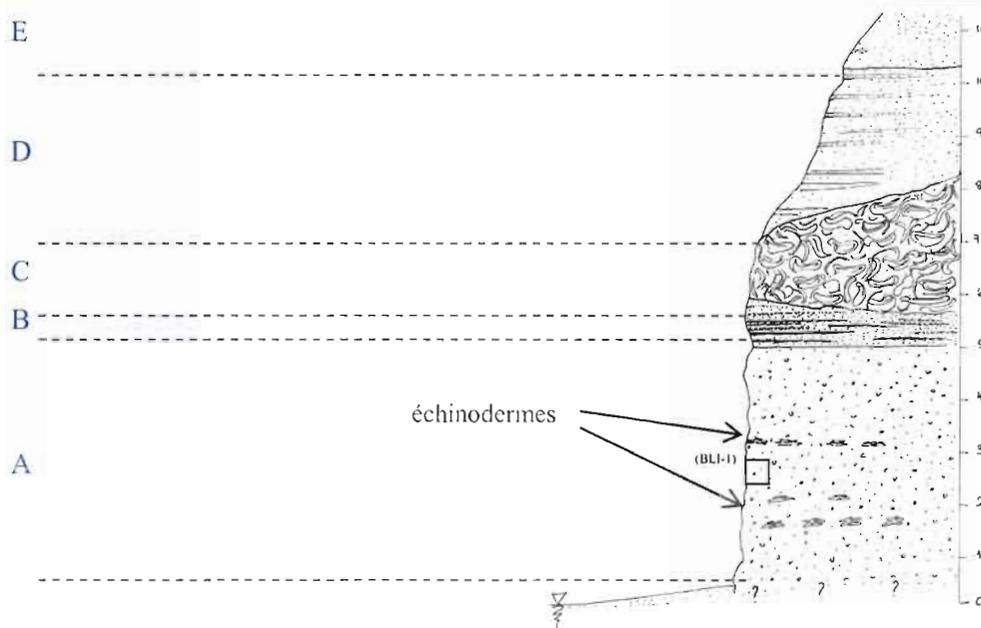


Figure 3.17. Coupe détaillée de la séquence marine pléistocène observée au sud de Bahía Libertad et localisation de l'échantillon BLI-1 dans la calcirudite. Unités A: calcirudite fossilifère à niveaux d'échinodermes plats *Encope grandis*. B: grès à lits d'ilménite. C: bioherme à huîtres géantes. D: éolianites et paléo-sols rouges à niveaux de caliche. E: sables dunaires holocènes.

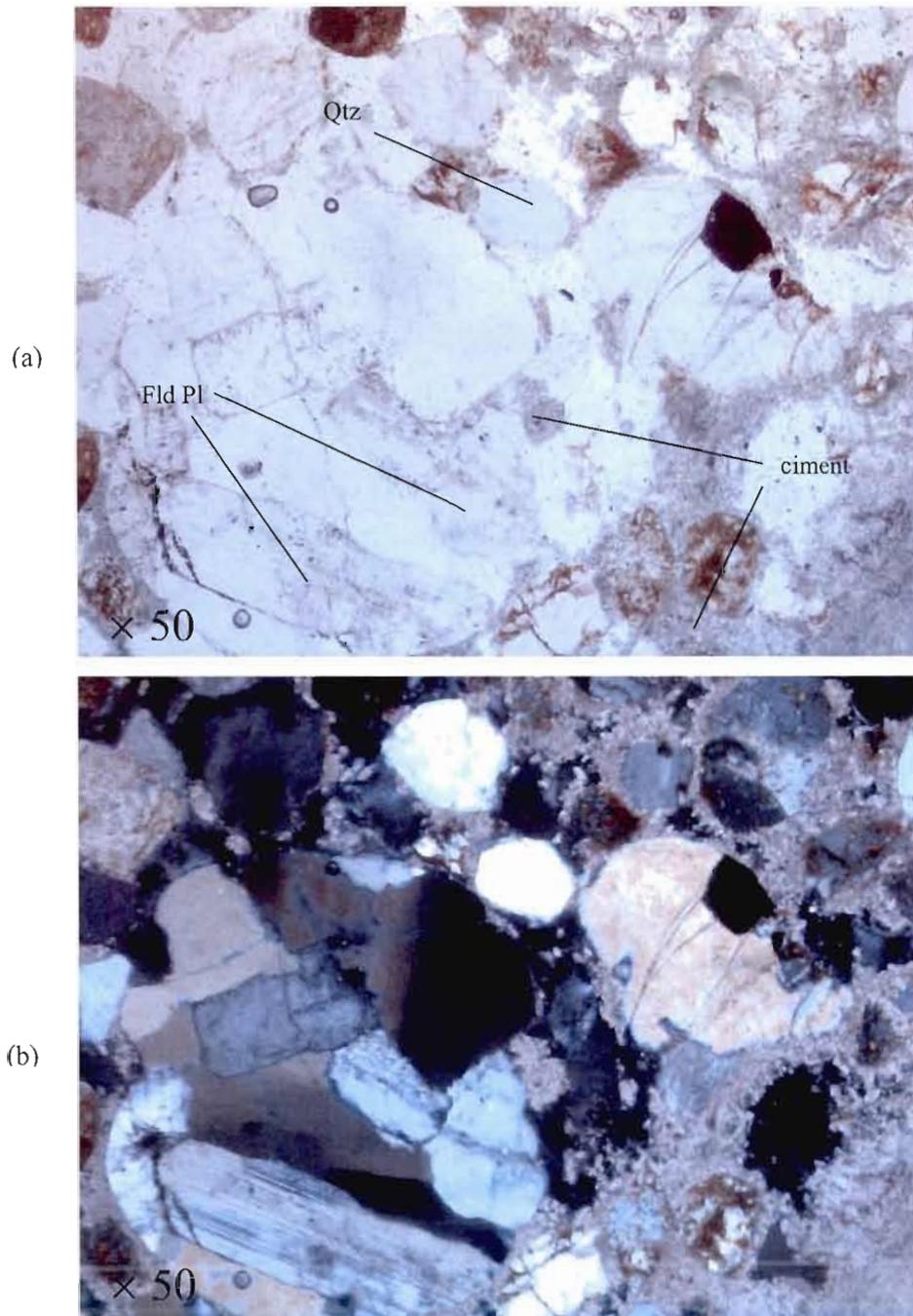


Figure 3.18. Clichés des minéraux contenus dans l'échantillon BLI-1 grossis 50 × (calcirudite partiellement cimentée), en lumière naturelle (a) et polarisée (b). La taille des grains varie beaucoup, et on peut identifier des feldspaths plagioclases, du quartz, et du ciment constituant la matrice assez consolidée.

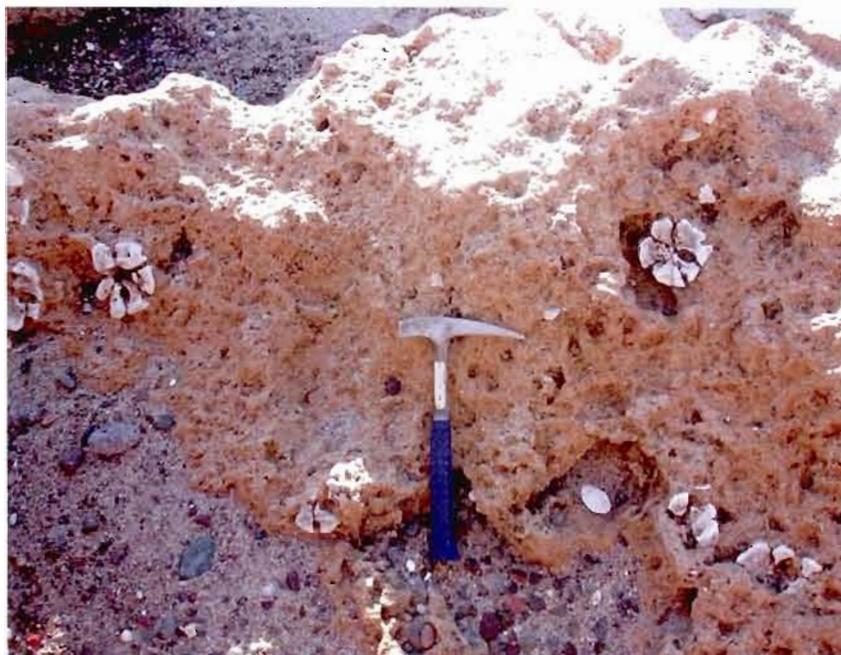


Figure 3.19. Photo de l'unité A (calcirudite à niveaux d'échinodermes) de la séquence pléistocène située sur la plage de Bahía Libertad. On observe l'échinoderme *Encope grandis* qui est bien représenté dans ce dépôt, et témoigne de l'ancienneté (pré-5e) de celui-ci.



Figure 3.20. Photo de l'unité B (grès lités à niveaux d'ilménite) de la séquence pléistocène retrouvée sur la plage de Bahía Libertad. Les grès sont finement lités et évoluent latéralement en conglomérat marin à grosses coquilles, notamment des huîtres, qui deviendra un bioherme à huîtres au sud de la baie.



Figure 3.21. Photo de l'unité C – bioherme à huîtres géantes - de la séquence pléistocène exposée sur la plage de Bahía Libertad. Cette unité est exposée uniquement au sud de la baie.

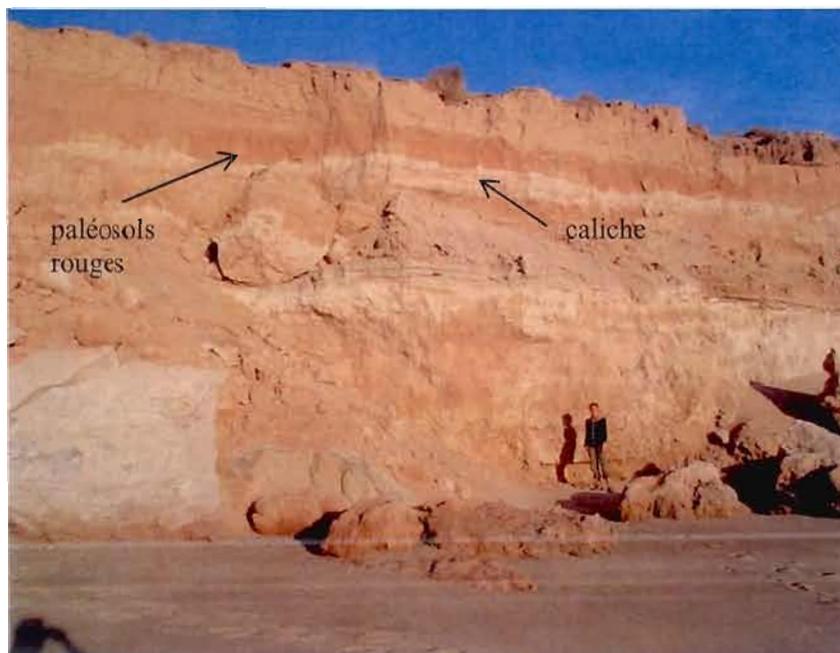
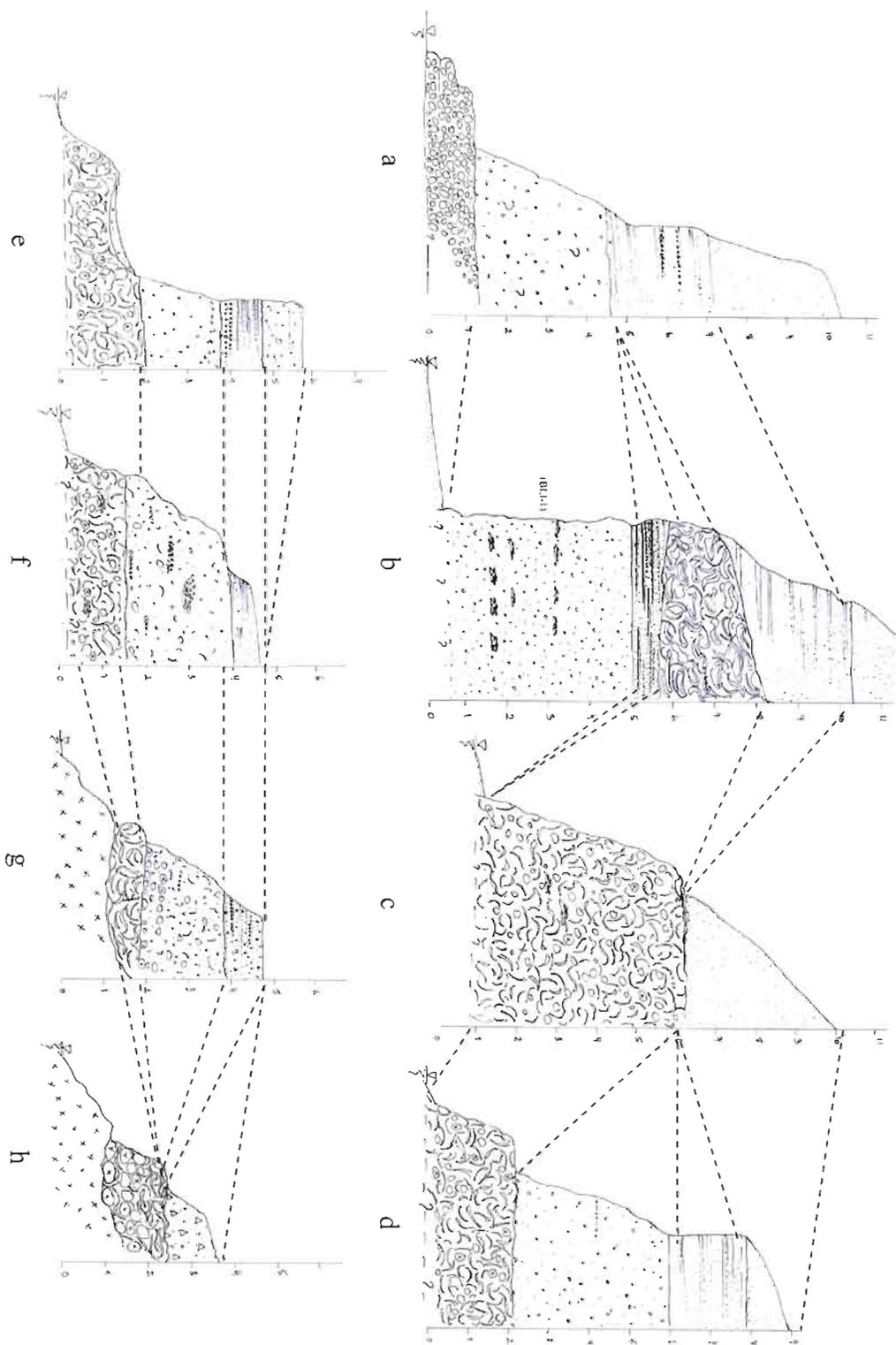


Figure 3.22. Photo de la séquence pléistocène exposée sur la plage de Bahía Libertad. On distingue l'unité D à une altitude d'environ +8 m, qui précède l'unité sommitale E (sables éoliens), qui est constituée d'une éolianite à paléosols rouges et à niveaux de caliche blancs, indiqués par des flèches.

3.2.3.2 Coupes et évolution latérale

Le site d'échantillonnage de Bahía Libertad a été étudié sur environ 5 km, et la stratigraphie a été décrite à travers huit coupes, à partir de 4 km au sud du village de Puerto Libertad, jusqu'au sud de la baie (fig. 3.15). Ce site est celui qui contient les plus anciens témoins de transgressions pléistocènes, et qui sont probablement les plus vieux. La première coupe (a) expose un conglomérat basal, recouvert d'une unité de sables grossiers et graviers mais sans coquilles apparentes. Celle-ci est considérée comme un éboulis, et le type de dépôt qui la constitue est inconnu. Par-dessus, sont exposés des sables éoliens à paléo-sols rouges et niveaux de caliche, ainsi que des sables éoliens beiges à lits de graviers horizontaux. Cette dernière unité est coiffée d'une dune actuelle. La deuxième coupe (b) est décrite en détails précédemment (sect. 3.2.3.1, fig. 3.17). La calcirudite à niveau d'échinodermes plats se profile sur plus de 5 m d'épaisseur (unité A; éch. BLI-1). L'épaisseur importante de ce dépôt révèle une transgression importante, et possiblement une légère subsidence locale du socle. Un mince niveau de grès à lits fins d'ilménite recouvre la calcirudite, recouvert par une unité de bioherme à huîtres géantes, qui apparaît pour la première fois. Des unités de sables éoliens coiffent le bioherme; immédiatement suit le niveau de paléo-sols rouges à niveaux de caliche, puis enfin celui des sables éoliens beiges plus récents. La coupe suivante (c), localisée proche de la coupe b expose le bioherme à huîtres sur une épaisseur importante (env. 5 m), et le sommet plat de l'unité constitue un niveau de terrasse d'abrasion. Cela signifie que le niveau marin a stagné assez longtemps pour creuser un niveau d'abrasion. Ce dernier est recouvert par un mince lit de galets où apparaissent de grosses coquilles, puis d'une unité de sables éoliens compacts, représentant peut-être une dune ancienne. La coupe suivante (d) expose le bioherme à sa base, surmonté par une unité épaisse de sables et graviers beiges antérieure à l'Actuel. On retrouve l'unité d'éolianite, et les sables éoliens beiges plus récents. Des niveaux d'abrasion apparaissent (coupes c, d et e), et indiquent ainsi que le bioherme qui a été creusé lors d'une phase de haut niveau marin est donc nécessairement d'un âge antérieur à celui du dernier interglaciaire, le sous-stade isotopique 5e.



3.3. Secteur de Bahía Kino

Le secteur étudié de Bahía Kino fait face à l'île Tiburón et est localisé sur la côte centrale du Sonora, au nord du village de Bahía Kino (fig. 3.24). Le littoral consiste en des mangroves, pointes sableuses, en flèches et plages, et le secteur est caractérisé par la présence d'épais dépôts de *bajadas*. Ces colluvions et alluvions proviennent principalement de la dégradation de la Sierra Seri, un massif volcanique d'âge Miocène qui culmine à +1063 m. La Sierra Kunkaak constitue le dépôt homologue à la Sierra Seri, située sur Isla Tiburón. Les *bajadas* recouvrent les dépôts pléistocènes de tout le secteur et ne permettent pas un repérage facile. Il est divisé en deux sites d'échantillonnage, où une séquence marine estimée d'âge pré-Holocène est bien exposée. Il s'agit de la plage de Punta Chueca (PCH-1), située entre le village du même nom et Punta Onah, ainsi que le site au sud de Bahía Kunkaak (BKU-1).

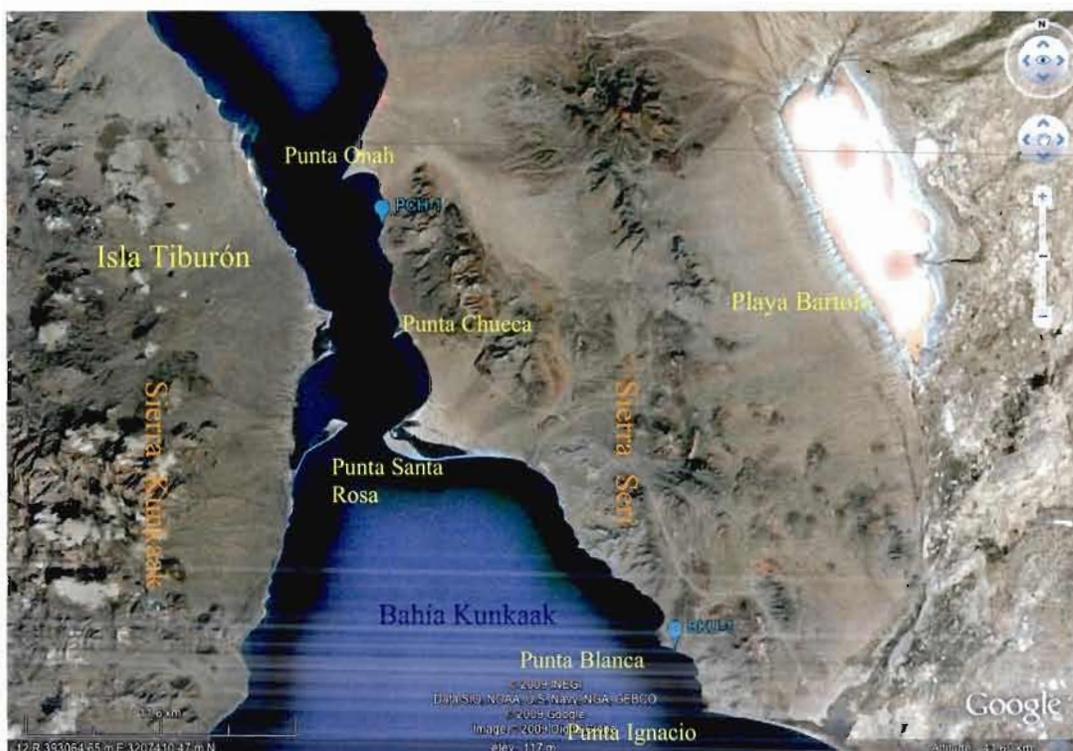


Figure 3.24. Image satellite du secteur de Bahía Kino, qui fait face à Isla Tiburón, sur la côte centre du Sonora. Les échantillons sont localisés en bleu, PCH-1 est situé entre Punta Onah et Punta Chueca, et BKU-1 est situé entre Punta Blanca et Punta Ignacio. La Sierra Seri et la Sierra Kunkaak dominent la topographie, et on aperçoit à l'est la playa Bartolo. Le village de Bahía Kino se trouve complètement au sud de l'image. (Google Earth 2009).

3.3.1 La terrasse de Punta Chueca – PCH-1

3.3.1.1 Description et échantillonnage

La terrasse marine échantillonnée d'âge estimé Pléistocène (PCH-1) est située entre Punta Onah et le village autochtone Seri de Punta Chueca, non loin de la Sierra Seri (fig. 3.24). Elle consiste en une succession de sédiments marins peu consolidés et très fossilifères qui borde toute la plage. La géologie simplifiée du secteur du site d'échantillonnage est présentée sur la figure 3.25, ainsi que la localisation des coupes étudiées.

La coupe étudiée ici est divisée en 5 unités stratigraphiques (fig. 3.26). L'unité basale A exposée est une lumachelle très dense en coquilles de mollusques et de gastéropodes en position de vie (fig. 3.27), au niveau de la plage. L'unité B est représentée par un dépôt de sables et silts très riches en coquilles, à sables grossiers et quelques galets de roches volcaniques ou intrusives d'une épaisseur d'environ 2,5 m. Ce niveau a été échantillonné (PCH-1), la faible cimentation des sables le permettant (fig. 3.28). L'unité suivante C consiste en des sables et graviers coquilliers bien classés avec des galets arrondis au sommet, sur une épaisseur d'environ 2 m. Elle contient également des lits jaunes oxydés à la base. L'unité D est un conglomérat marin bien classé, qui possède de nombreuses coquilles, et devient de plus en plus grossier en montant dans la coupe. La dernière unité E observée est composée de sables jaune-beige sans doute éoliens, qui ne contiennent pas de structures visibles, donc massifs et exposés sur une épaisseur de plus de 4 m.

Cette séquence marine a été étudiée pour sa faune abondante (Célis-Gutiérrez, 1974, 1979, 1980; Célis-Gutiérrez et Malpica-Cruz, 1984; Stump, 1981), et décrite par Ortlieb (coupe K, p. 217, 1987; coupe J, p. 111, 1991a). Il a proposé un maximum de la transgression à une élévation de +9 m. Une analyse en U/Th sur une coquille du mollusque *Dosinia ponderosa* a fourni un âge de 67 ± 5 ka (éch. LU 1075e), mais Ortlieb attribue cependant un âge du sous-stade isotopique 5e à la déposition de cette séquence. L'âge

radiométrique U/Th obtenu pour cet échantillon est peut-être sous-estimé en raison d'un système ouvert, fréquent chez les mollusques.

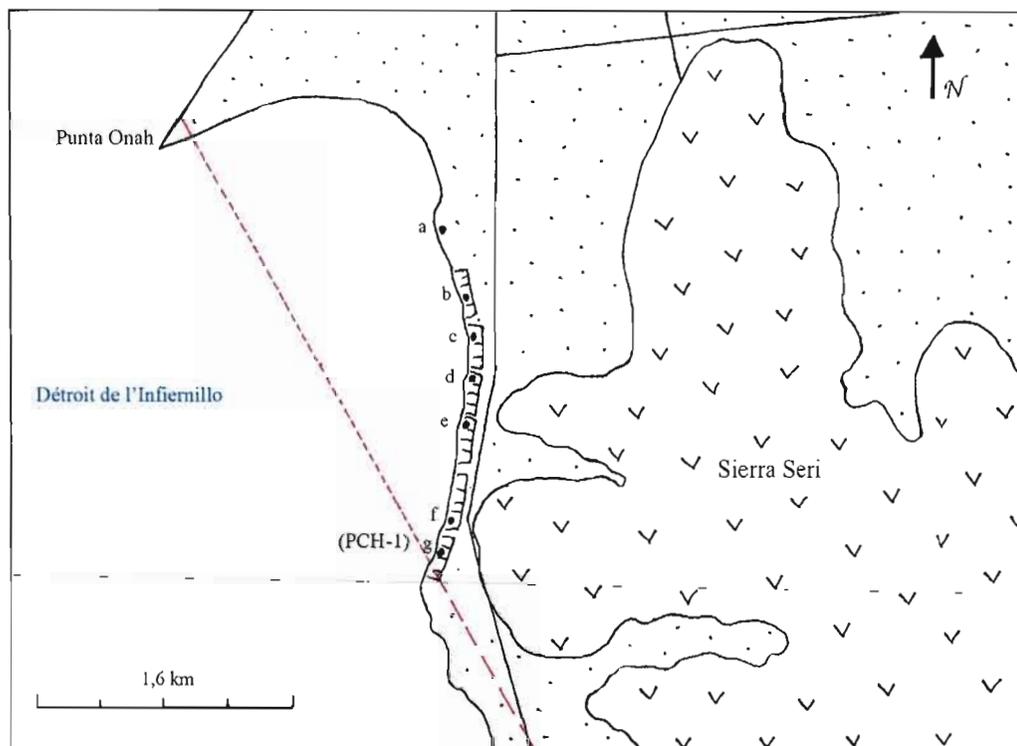


Figure 3.25. Carte géomorphologique simplifiée de la plage de Punta Chueca, située entre Punta Onah et le village Seri de Punta Chueca, sur la côte centre du Sonora. La région est recouverte d'alluvions provenant de la dégradation de la Sierra Seri, ainsi que par des sables éoliens (non-différenciés sur la carte). L'échantillon PCH-1 est localisé ainsi que les coupes stratigraphiques étudiées. On aperçoit la faille suggérée par Gastil et Krummenacher (1977), en pointillés rouges.

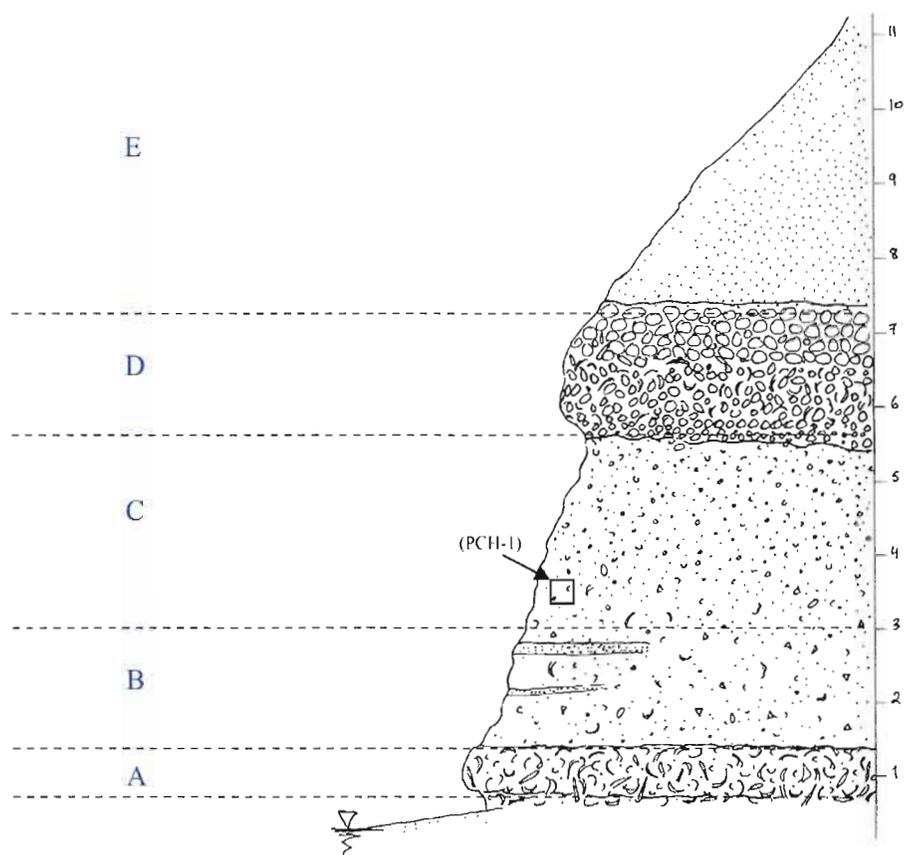


Figure 3.26. Coupe détaillée stratigraphique de la séquence marine pléistocène exposée sur la plage de Punta Chueca. 5 unités sont répertoriées; A: lumachelle. B: sables et graviers fossilifères. C sables fins fossilifères: D: conglomérat à galets bien roulés E: sables dunaires. L'échantillon PCH-1 est encadré dans l'unité C.

3.3.1.2 Coupes et évolution latérale

La plage de Punta Chueca a été parcourue du nord au sud sur une distance de moins de 2 km (fig. 3.29). La première coupe (a), qui représente la base de la formation, et est composée d'une unité de sables graveleux de couleur ocre, contenant des grains détritiques. L'unité supérieure est plus grossière, et l'ensemble de la séquence est meuble. Environ 400 m au sud, la coupe b est plus imposante, et l'unité supérieure est ici beaucoup plus épaisse. La coupe contient les mêmes deux premières unités, mais ici s'ajoute un niveau de sables éoliens

à lentilles conglomératiques, recouverts d'un dépôt de *bajada*. La coupe d, toujours plus importante, expose l'apparition brusque d'un conglomérat, constitué presque uniquement de galets volcaniques, riche en mollusques et gastéropodes. Les unités supérieures se poursuivent. La coupe e représente la stratigraphie complète d'une terrasse marine. Elle montre un niveau à lumachelle, riche en mollusques et gastéropodes. Le conglomérat a ici varié latéralement en niveau uniquement constitué de coquilles. On s'éloigne probablement d'un paléo-chenal, qui aura apporté des clastes volcaniques dégradés de la Sierra Seri non loin (fig. 3.25). Le niveau supérieur des sables riches en fossiles en position de vie et de grande taille, est recouvert par un niveau fin (~5 cm) et dense de coquilles brisées millimétriques partiellement cimenté, indiquant un épisode de haute énergie, qui pourrait être une tempête par exemple. Les sables supérieurs exposent des coquilles remaniées, à lentilles conglomératiques et lits de graviers. Une *bajada* recouvre la séquence. Les sables inférieurs pourraient être éoliens, d'un âge possible Holocène. La coupe suivante (f) montre la même lumachelle à la base, ici plus épaisse, puis au-dessus l'unité de sables fossilifères à niveaux d'oxydation, surmontée d'une seconde lumachelle qui montre un pendage d'environ 7° de direction ouest, puis recouvert de sables fossilifères (coquilles possiblement remaniées). On retrouve au-dessus le niveau de forte énergie à coquilles brisées, puis finalement le dépôt de *bajada*. La dernière coupe (g) est celle échantillonnée (PCH-1). On retrouve les deux lumachelles, et les unités de sables fossilifères qui les séparent, ainsi que le même pendage vers la mer. La lumachelle supérieure est constituée de coquilles et fragments plus fins.

Les variations de faciès du nord au sud témoignent de périodes de fortes énergies (niveau compact à coquilles brisées), à périodes plus calmes (déposition de sables plus fins), et d'épisodes régressifs (*bajada*) à transgressifs (niveaux coquilliers plus épais, variations latérales de conglomérat à lumachelle). Ceci étant dit, cette évolution latérale montre que l'on descend dans la stratigraphie, indiquant ici une subsidence locale, mais indique aussi que la côte est restée stable et n'a pas subi de mouvements verticaux majeurs depuis le Pléistocène, puisque la terrasse échantillonnée est estimée d'un âge du sous-stade isotopique 5e, même si le socle granitique n'affleure nulle part.



Figure 3.27. Photo de gastéropodes et mollusques en position de vie à l'intérieur de la lumachelle observée sur la plage de Punta Chueca.



Figure 3.28. Photo de l'échantillonnage de PCH-1 (unité B): les tubes de cuivre sont insérés dans les sables (3 tubes ici) et des échantillons pour la teneur en eau, les analyses INAA ainsi que le comptage alpha sont extraits.

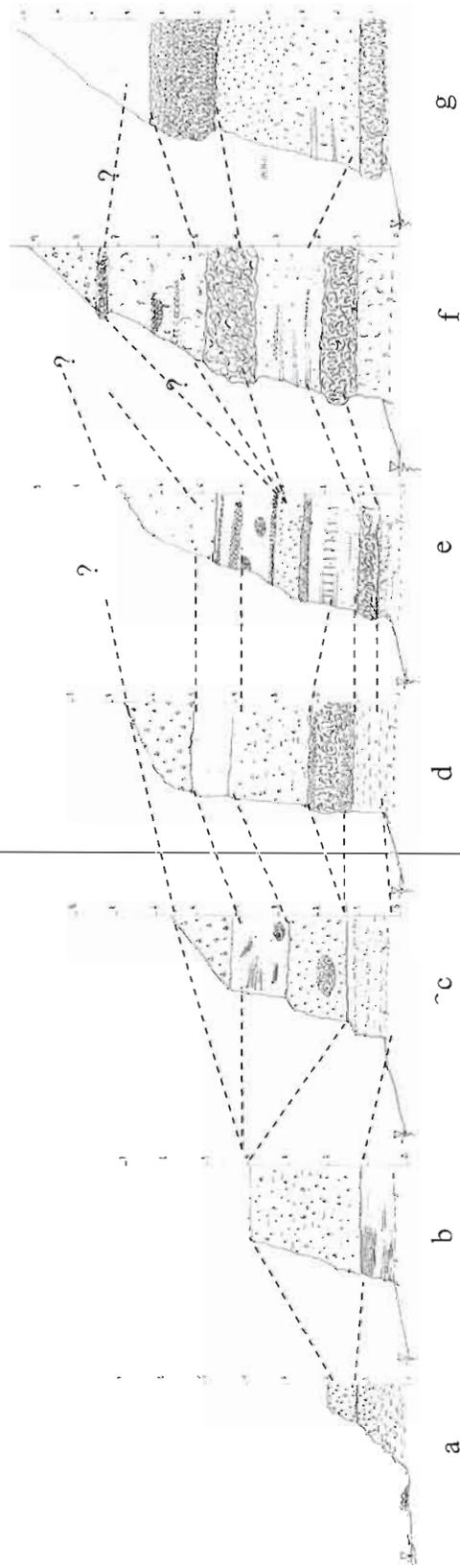


Figure 3.29. Coupes et corrélations verticales du site d'échantillonnage de Punta Chueca. L'échantillon PCH-1 est localisé sur la coupe g.

3.3.2. La terrasse de Bahía Kunkaak – BKU-1

3.3.2.1. Description et échantillonnage

La séquence marine échantillonnée (BKU-1) au sud de Bahía Kunkaak est localisée à environ 2 km au nord du village de Bahía Kino (fig. 3.30). Cette terrasse marine est divisée en 3 unités (fig. 3.31, 3.32). La base de cette coupe consiste en un conglomérat grossier continental qui évolue en conglomérat marin (unité A, ~2 m) avec des coquilles au sommet, taillé par un ancien haut niveau marin (estimé 5e) et constitué de clastes volcaniques et granitiques, contenus dans une matrice de sables et graviers gris grossiers. Il contient parfois à sa base d'énormes blocs granitiques décimétriques, arrachés au socle granitique qui se trouve exposé à proximité (Punta Blanca), et volcaniques provenant de la Sierra Seri, puis apportés dans de larges chenaux lors d'épisodes de violentes intempéries. Il est formé de galets et de blocs jointifs, principalement de dacites à amphiboles, de basaltes miocènes, et de granodiorites crétacées. L'unité supérieure d'où l'échantillon BKU-1 a été extrait, consiste en des sables indurés fossilifères, évoluant verticalement en sables plus fins et bien triés, constitués de débris organiques marins, et principalement de quartz et de feldspaths potassiques et plagioclases (fig. 3.33). Ces sables présentent des lits à structures entrecroisées (fig. 3.34), des niveaux d'ilménite indurés, des coquilles d'huîtres géantes, de gastéropodes et de lamellibranches, ainsi que de nombreuses évidences de bioturbation au sommet. Les lits d'ilménite indiquent un niveau marin intertidal, les cristaux ayant été apportés par vagues successives grâce à l'action des marées, non-négligeable dans le golfe de Californie. Un dépôt de *bajada* constitue l'unité C. Les couches litées de la partie supérieure de la section sont légèrement inclinées vers la mer avec un pendage de quelques degrés. Une discordance est observable entre les sables marins et cette unité (fig. 1.10).

Cette séquence a été également étudiée par Ortlieb (coupe K, p. 217, 1987; coupe J, p. 111, 1991a). Elle a été décrite pour la première fois en détail dans son travail, et est interprétée comme une terrasse d'abrasion marine formée par le dernier haut niveau marin

(5e), où se seraient accumulés les dépôts du dernier interglaciaire. Cette interprétation est basée sur des analyses strictement géomorphologiques, aucune datation en ^{14}C , acides aminés ou U/Th ayant au préalable été effectuées à cet endroit.

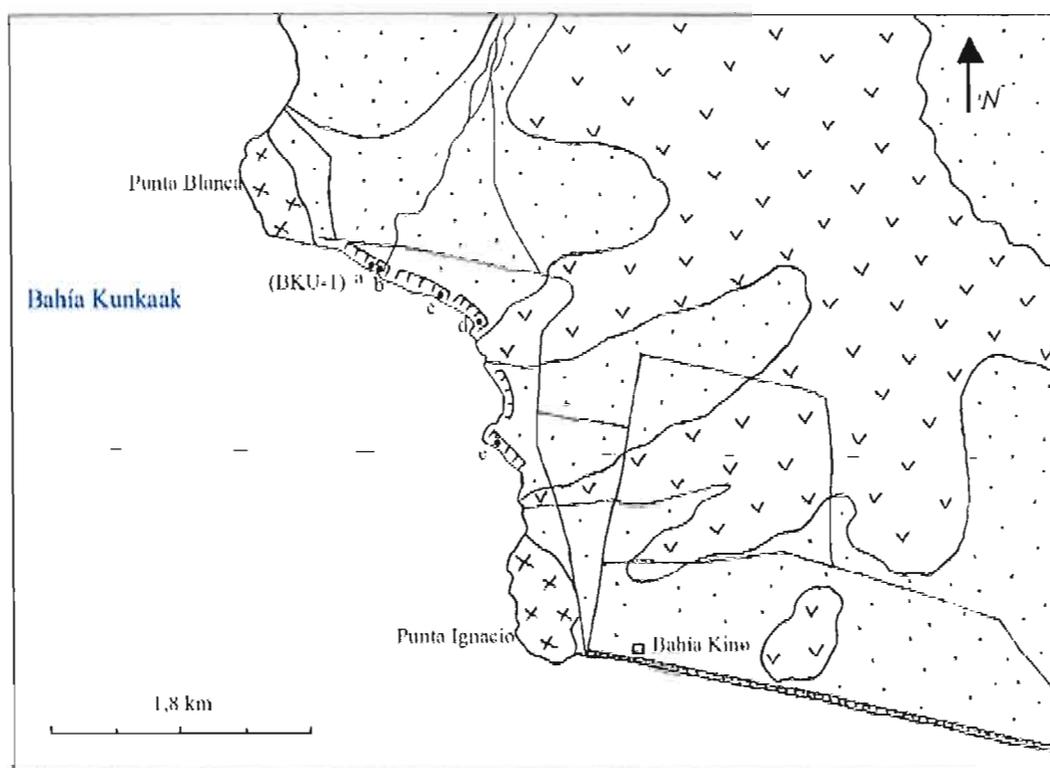


Figure 3.30. Carte géomorphologique simplifiée du site de Bahía Kunkaak. L'échantillon BKU-1 est localisé (coupe a) ainsi que les coupes stratigraphiques étudiées.

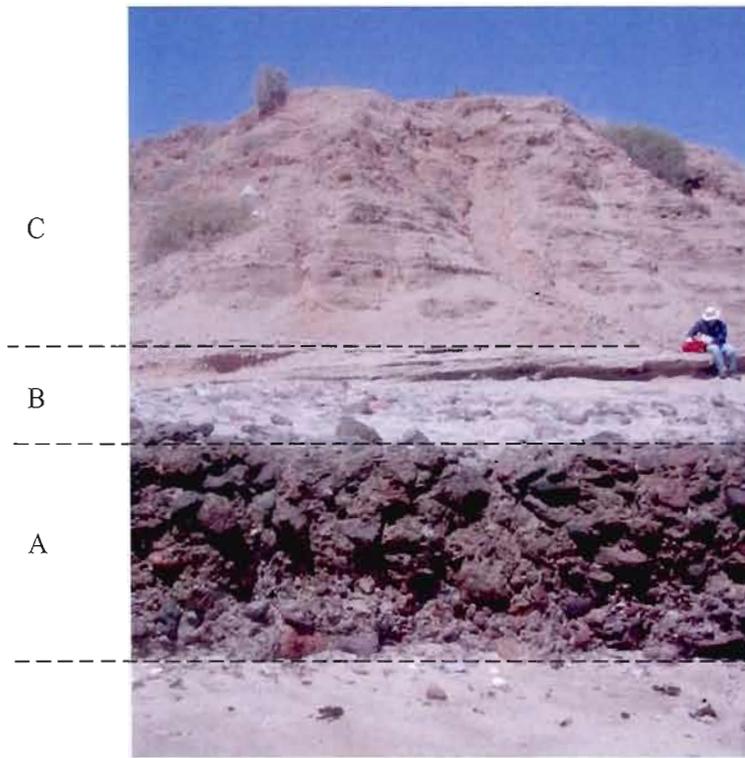


Figure 3.31. Photo de la coupe de la terrasse marine pléistocène observée au sud de la baie Kunkaak. Le conglomérat (A) qu'on aperçoit à la base constitue un niveau d'abrasion, où se sont accumulés par la suite les sables témoins d'une transgression marine (B). Une *bajada* (C) recouvre cette séquence.

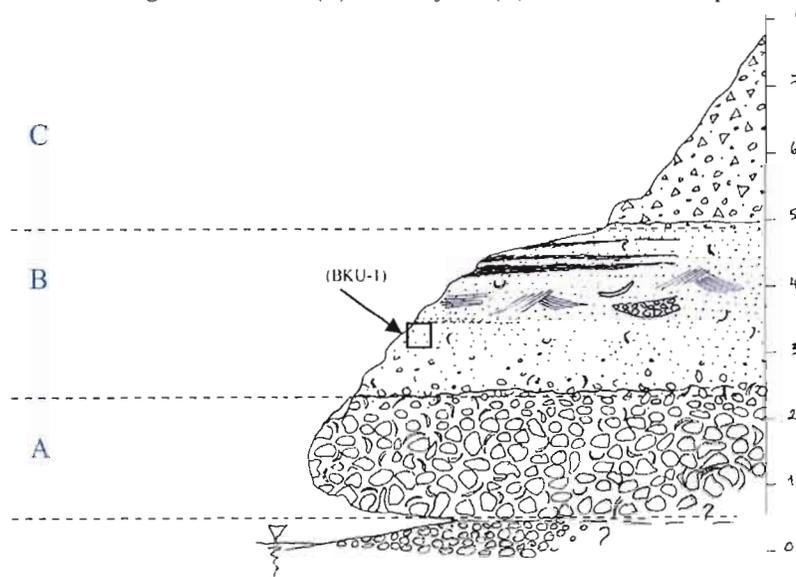


Figure 3.32. Coupe détaillée de la séquence marine pléistocène exposée à Bahía Kunkaak. Les unités stratigraphiques sont : A: conglomérat. B: sables indurés conglomératiques fossilifères. C: *bajada*. L'échantillon BKU-1 est indiqué dans l'encadré noir.

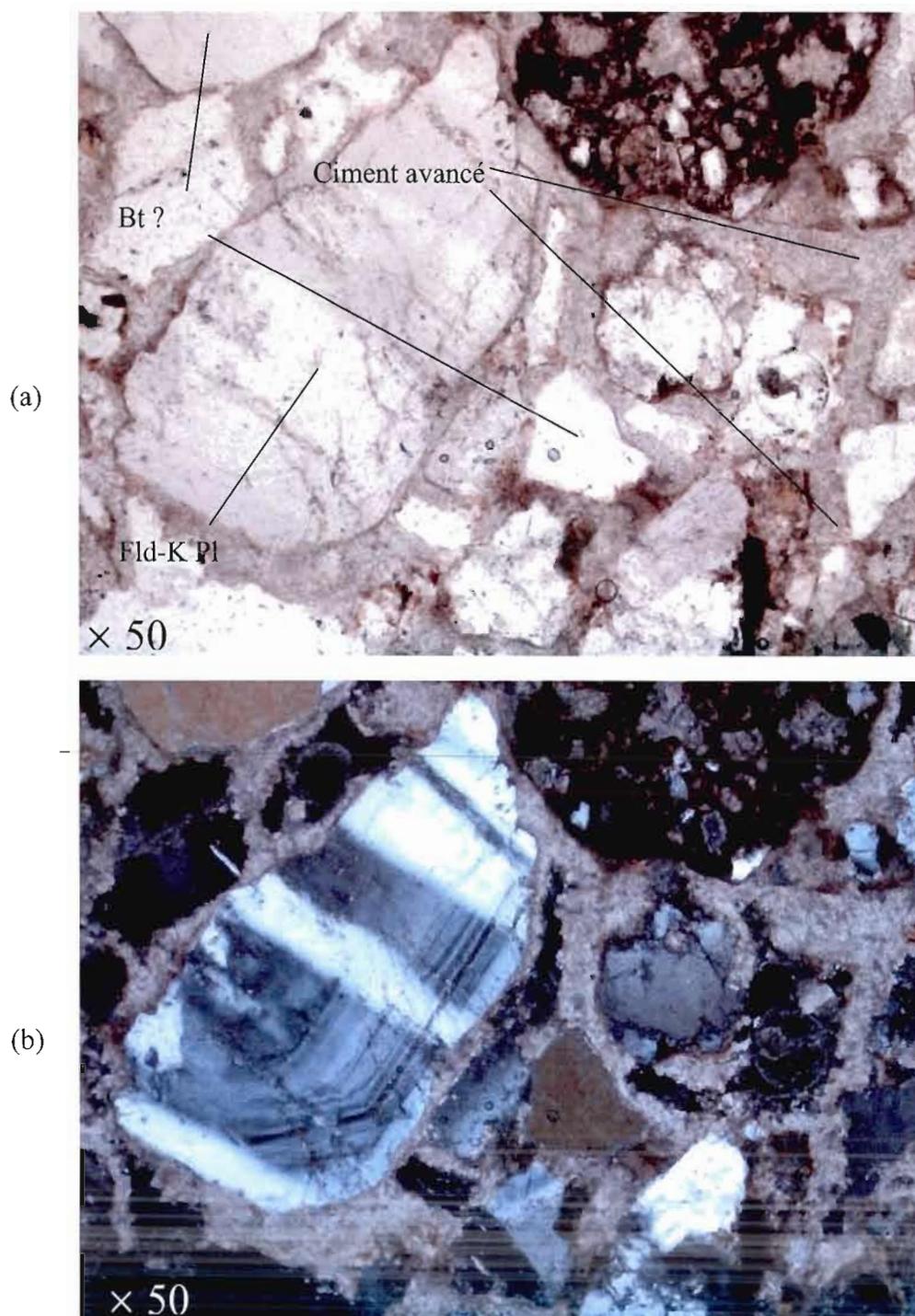


Figure 3.33. Clichés des minéraux contenus dans l'échantillon BKU-1, en lumière naturelle (a) et polarisée (b). On aperçoit un phénocrystal de feldspath plagioclase faisant de la zonation, et possiblement de la biotite (Bt).

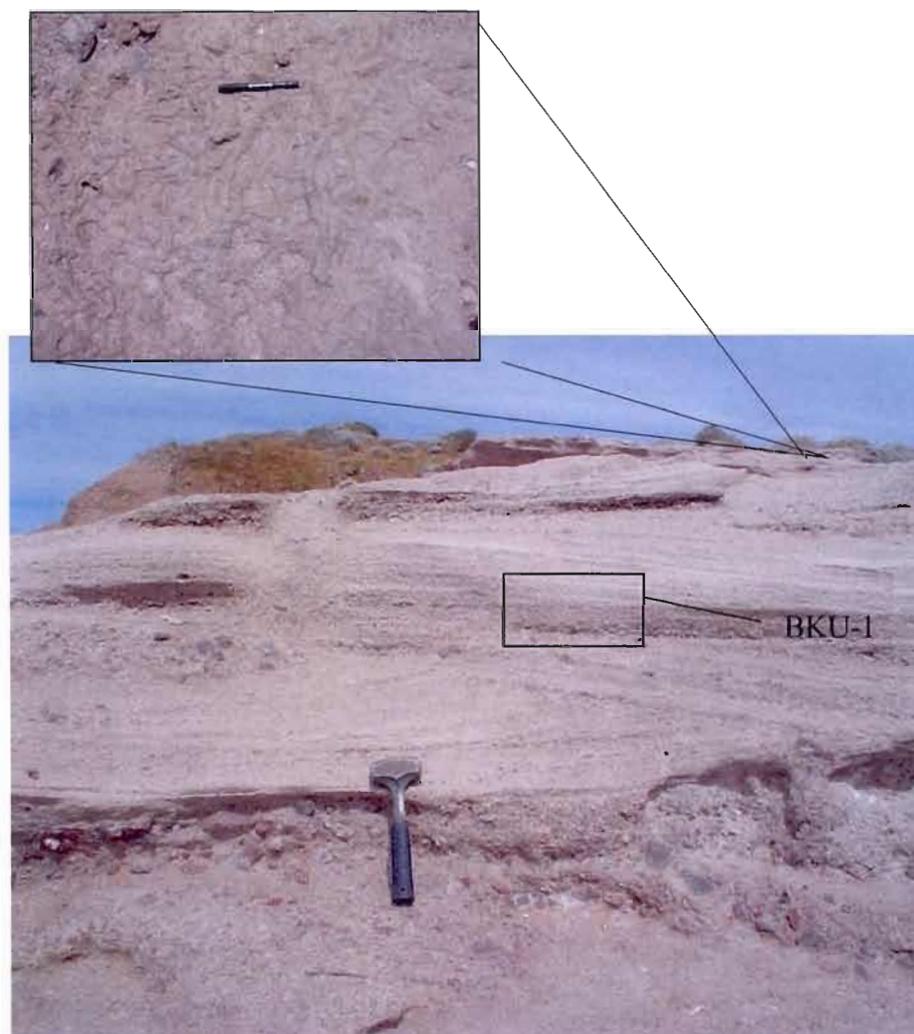


Figure 3.34. Photo de l'unité B: sables fossilifères indurés à lentilles conglomératiques et lits entrecroisés. Le bloc constituant l'échantillon BKU-1 a été extrait à l'endroit indiqué. Des évidences de bioturbation sont montrées dans l'encadré et se trouvent au sommet de l'unité des sables marins (B).

3.3.2.2. Coupes et évolution latérale

La paroi située au sud de Bahía Kunkaak a été étudiée sur une distance d'environ 2 km, entre les deux pointes rocheuses granitiques Punta Blanca et Punta Ignacio (fig. 3.32).

Cinq coupes ont été repertoriées, du nord-ouest au sud-est (fig. 3.35). La première coupe (a), décrite précédemment (sect. 3.3.2.1.) expose à sa base un épais conglomérat continental qui varie verticalement en conglomérat fossilifère, façonné par un ancien haut niveau marin (estimé 5e). Les sables marins cimentés recouvrent le conglomérat qui expose au sommet de nombreuses empreintes de bioturbation, des fossiles d'huîtres, des lits d'ilménite témoignant d'un paléo-niveau de plage. Une *bajada* complète la séquence, qui est cependant en discordance sur l'unité des sables échantillonnée. Ceci témoigne d'une possible période d'érosion, ultérieure à l'abrasion du conglomérat. À proximité, la coupe b expose cette fois le socle granitique couvert d'un fin niveau conglomératique, recouvert des sables cimentés. On peut observer que la cimentation calcaire est très bien développée (fig. 3.33).

— La coupe-c expose à nouveau un épais conglomérat à la base; toujours suivi verticalement par l'unité des sables échantillonnée. La *bajada* coiffe la séquence, dépôt détritique témoin d'un épisode de régression et d'exposition à l'atmosphère (oxydation). La coupe d expose le socle granitique, surmonté par le conglomérat, par les sables marins, puis enfin recouverts par la *bajada*. La séquence marine pléistocène est exposée ici avec le socle. La dernière coupe (e) expose une séquence semblable, à part la quasi-disparition du conglomérat. Finalement, on peut observer une légère "ondulation" du socle granitique qui alterne avec le conglomérat basal (A). Les unités se suivent à une altitude relativement semblable et indiquent une stabilité relative de la côte.

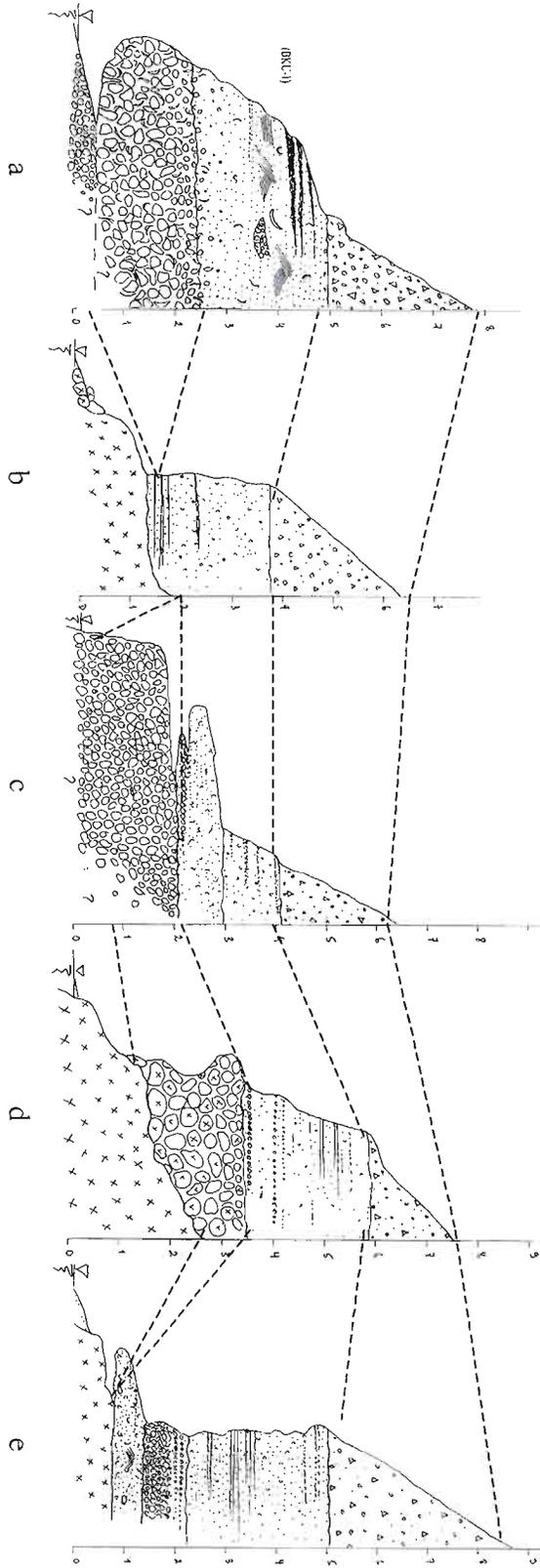


Figure 3.35. Coupes et corrélations verticales du site de Bahía Kunkaak. L'échantillon BKU-1 est extrait de la coupe a, dans l'unité des sables marins (B).



CHAPITRE IV

RÉSULTATS DES DATATIONS SUR LES TERRASSES MARINES

Les échantillons provenant des six terrasses marines décrites précédemment ont été traités et analysés au laboratoire Lux, à Montréal (M. Lamothe, UQAM). La localisation et la présentation des caractéristiques géomorphologiques, ainsi que les stades et sous-stades isotopiques correspondants fournis dans les travaux antérieurs ou des observations géomorphologiques figurent dans le tableau 4.1 pour l'ensemble des six échantillons côtiers.

TABLEAU 4.1. Résumé des coordonnées, principales caractéristiques géomorphologiques des six terrasses marines échantillonnées, présenté du nord au sud. Les élévations indiquent l'altitude à laquelle le sédiment a été échantillonné par rapport au niveau marin actuel. Les stades ou sous-stades isotopiques sont corrélés avec les caractéristiques géomorphologiques de chaque échantillon, déjà connues ou étudiées antérieurement. Ainsi BAA-1 est estimé au stade 7 ou 9, et BLI-1 au stade 9 ou plus vieux, en raison de ses dépôts plus vieux.

Échantillon	coordonnées UTM	type dépôt	élévation	S.I. évalué
BAA-1	246087E, 3494750N	calcarénite	+11 m	7 ou >7
SMA-2	332828E, 3318490N	sables fins à moy.	+15 m	5e
PLI-1	333968E, 3309808N	sables fins à moy.	+4 m	5e
BLI-1	340627E, 3304062N	calcirudite	+4 m	9 ou >9
PCH-1	386073E, 3214472N	sables fins	+4 m	5e
BKU-1	398305E, 3195600N	sables indurés	+5 m	5e

Les données nécessaires au calcul de la dose annuelle pour chaque échantillon sont compilées dans le tableau ci-dessous (tabl. 4.2). Celui-ci présente la teneur en eau, les résultats des analyses d'activation neutronique, et les doses internes et externes alpha, bêta et gamma calculées, ainsi que le taux de bombardement des rayons cosmiques, évalué à 0,15 Gy/ka dans cette recherche. La somme des radiations internes et externes du minéral analysé, additionnée de l'apport des rayons cosmiques, constitue la dose annuelle, en Gy/ka:

$$D_a = D_\alpha + D_\beta (\text{int. et ext.}) + D_\gamma + D_c$$

TABLEAU 4.2. Compilation des données de INAA obtenues sur les analyses de 6 échantillons côtiers, et valeurs obtenues à partir des calculs de la dose annuelle D_a , où signifie WC = teneur en eau, INAA = activation neutronique, D_α = dose alpha, D_β = dose bêta (interne et externe), D_γ = dose gamma. Les rayons cosmiques D_c ont une valeur moyenne estimée constante, égale à $0,15 \pm 0,05$ Gy/ka. La somme des radiations est égale à la dose annuelle: $D_a = D_\alpha + D_\beta (\text{int. et ext.}) + D_\gamma + D_c$. La granulométrie de chaque échantillon est la même soit la fraction de 125-250 μm . L'échantillon SMA-2 ne possède pas de dose gamma car le comptage alpha n'a pu être effectué. Les teneurs en eau présentées sont très faibles et témoignent de l'aridité du climat depuis la fin du Quaternaire.

Éch.	WC (%)	INAA			D_α (Gy/ka)	$D_{\beta \text{ int.}}$ (Gy/ka)	$D_{\beta \text{ ext.}}$ (Gy/ka)	D_γ (Gy/ka)	D_a (Gy/ka)
		^{238}U (ppm)	^{232}Th (ppm)	^{40}K (%)					
BAA-1	1,03	1,65	3,34	1,88	$0,09 \pm 0,05$	$0,78 \pm 0,04$	$1,5 \pm 0,2$	$0,8 \pm 0,1$	$3,5 \pm 0,2$
SMA-2	1,83	3,47	17,72	2,29	$0,23 \pm 0,03$	$0,78 \pm 0,04$	$2,10 \pm 0,08$	x	$4,9 \pm 0,2$
PLI-1	2,95	5,64	10,85	1,92	$0,3 \pm 0,1$	$0,78 \pm 0,04$	$2,4 \pm 0,2$	$1,8 \pm 0,2$	$5,0 \pm 0,3$
BLI-1	0,69	1,46	3,89	2,02	$0,08 \pm 0,05$	$0,78 \pm 0,04$	$1,7 \pm 0,1$	$0,9 \pm 0,1$	$3,6 \pm 0,2$
PCH-1	3,88	1,38	5,84	2,17	$0,1 \pm 0,06$	$0,78 \pm 0,04$	$1,7 \pm 0,2$	$1,0 \pm 0,1$	$3,7 \pm 0,2$
BKU-1	0,77	1,41	7,68	1,35	$0,1 \pm 0,07$	$0,78 \pm 0,04$	$1,2 \pm 0,1$	$0,9 \pm 0,1$	$3,3 \pm 0,2$

Les résultats des calculs de la valeur g , ceux des calculs des doses équivalentes mesurées et corrigées, ainsi que les âges absolus obtenus, sont présentés dans le tableau qui suit (tabl. 4.3). La dose équivalente De mesurée est obtenue à partir de la moyenne des Ln/Tn et de la moyenne des Lx/Tx sur la courbe de croissance. Elle est corrigée ultérieurement par le taux de *fading* qui l'augmente sensiblement, et ensuite ré-insérée dans la courbe pour nous fournir la valeur de la dose équivalente corrigée (PAF). Celle-ci est divisée par la dose annuelle de l'échantillon Da et nous donne l'âge OSL correspondant, selon l'équation d'âge décrite dans le chapitre 2:

$$\text{âge OSL (ka)} = \frac{\text{PAF (Gy)}}{Da \text{ (Gy/ka)}}$$

TABLEAU 4.3. Présentation des résultats des principales mesures en luminescence optique de chacun des six échantillons marins. Les Ln/Tn , doses équivalentes et les âges correspondants sont présentés, ainsi que les taux de *fading* mesurés, et le taux de $7,8 \pm 0,8$ %/décade, pris pour le taux moyen côtier, en bleu. Les valeurs de Ln/Tn et De corrigées sont résumées, puis l'âge final et les stades isotopiques corrélables.

Échantillon	Ln/Tn	De (Gy)	âge (ka)	g (%)	Ln/Tn corr	De corr (Gy)	âge IRSL (ka)	S.I.
BAA-1	$6,14 \pm 0,1$	200 ± 16	62 ± 6	10 ± 1	$27,9 \pm 2,2$	impossible	-	-
				$2,3 \pm 0,2$	$7,4 \pm 2,3$	251 ± 79	72 ± 23	5a?
				$7,8 \pm 0,8$	$15,1 \pm 1,4$	708 ± 107	203 ± 33	7
BKU-1	$3,52 \pm 0,1$	122 ± 4	37 ± 3	$7,3 \pm 0,7$	$7,9 \pm 0,8$	325 ± 33	99 ± 12	5c
				$7,8 \pm 0,8$	$8,7 \pm 0,9$	368 ± 40	112 ± 17	5c/5c
BLI-1	$5,52 \pm 0,2$	193 ± 11	52 ± 4	$5,4 \pm 0,5$	$9,4 \pm 1,2$	427 ± 59	121 ± 18	5e
				$7,8 \pm 0,8$	$10,5 \pm 1,4$	1365 ± 430	387 ± 184	9/11
PCH-1	$4,7 \pm 0,1$	165 ± 8	44 ± 3	$7,0 \pm 0,7$	$9,98 \pm 0,8$	439 ± 40	118 ± 13	5e
				$7,8 \pm 0,8$	$11,3 \pm 1,2$	549 ± 68	148 ± 20	5e
PLI-1	$5,3 \pm 0,2$	203 ± 6	38 ± 3	$7,3 \pm 0,7$	$11,6 \pm 1,2$	678 ± 70	134 ± 18	5e
				$7,4 \pm 0,7$	$11,8 \pm 1,2$	703 ± 72	139 ± 18	5e
				$7,8 \pm 0,8$	$12,6 \pm 1,3$	834 ± 94	165 ± 23	5e?
SMA-2	$5,1 \pm 0,2$	183 ± 11	37 ± 3	$2,8 \pm 0,3$	$6,4 \pm 0,7$	242 ± 29	49 ± 6	
				$7,8 \pm 0,8$	$12,1 \pm 1,3$	603 ± 74	129 ± 16	5c

4.1. La terrasse de Bahía Adair - BAA-1

La teneur en eau du bloc prélevé BAA-1 est très faible, d'une valeur de 1,03 %, ce qui indique que ces dépôts ne contiennent presque plus d'eau, et que cette séquence n'a sûrement pas été immergée à nouveau depuis sa déposition durant le Pléistocène (tabl. 4.2). Les analyses d'activation neutronique de l'échantillon analysé indiquent de faibles quantités d'abondance des isotopes radioactifs ^{238}U et ^{232}Th , respectivement 1,65 ppm et 3,34 ppm, et 1,88 % de ^{40}K (tabl. 4.2). On remarquera tout au long de la présentation des résultats que la dose annuelle semble "moyenne" lorsque un rapport de 1/3 entre les abondances d'uranium vs thorium est obtenu. L'échantillon BAA-1 est considéré peu radioactif et relativement stable.

La dose annuelle D_a est égale à $3,5 \pm 0,2$ Gy/ka, qui est peu élevée par rapport aux autres échantillons (tabl. 4.3). Cette valeur est dans la moyenne des doses annuelles, et peut signifier un certain "équilibre" entre le taux de radioactivité dans le sol et celui du minéral.

La courbe de croissance nous donne une dose équivalente mesurée de 193 ± 15 Gy, ce qui donne donc un âge avant correction de 59 ± 6 ka (fig. 4.1). L'âge avant correction est relativement élevé par rapport aux autres échantillons. Les feldspaths potassiques de BAA-1 libèrent beaucoup de signal et on observe qu'il y en a une forte proportion (env. 90 %) dans les minéraux analysés (voir app. A).

L'obtention du taux de *fading* a été problématique, car nous avons effectué deux séries de mesures semblables sur les mêmes grains (aliquotes différentes) qui donnent des résultats très variables. Les valeurs g obtenues à partir de mesures de deux lots d'aliquotes différentes sont de 2,3 % et de 10,3 % (fig. 4.2). Elles induisent une trop grande variabilité pour être fiables car deux mêmes mesures effectuées sur des grains d'un même échantillon devraient être semblables. Nous pensons donc qu'il y a eu une variation de l'intensité de la machine (RISØ). Cependant, une valeur élevée du taux de *fading* proche de 10 % est fort probable, étant donné que les sables constituant l'échantillon sont composés de nombreux

minéraux volcaniques, ceci étant dû à la proximité du volcan-bouclier du Pinacate. En effet, les feldspaths potassiques tels que la sanidine, constituants communs de laves volcaniques, présentent une grande instabilité, ce qui a pour effet de hausser la valeur g (voir sect. 2.4.4.4). Le taux de *fading* obtenu de 10,3 % est donc plausible.

Une valeur g de $7,8 \pm 0,8$ % a été calculée et adoptée pour les six échantillons marins, qui représente le taux de *fading* moyen pour la côte du Sonora. Une erreur d'incertitude plus réaliste sur les taux de *fading* est déterminée à 10 % de la valeur g obtenue. Nous verrons ceci en détails à la section 4.7 à la fin de ce chapitre. Le Ln/Tn corrigé avec un taux de 7,8 % devient $\text{Ln}/\text{Tn corr} = 15,05 \pm 1,41$, auquel correspond une dose équivalente corrigée $P = 708 \pm 107$ Gy, et un âge final de **203 ± 33 ka** (fig. 4.1). Cette période correspond à l'avant-dernier haut niveau marin, le stade isotopique 7. Ce résultat se corrèle très bien avec les observations géomorphologiques et avec le fait que la terrasse soit exposée à +11 m environ, car elle aurait été soulevée par la faille Cerro Prieto à partir du Pléistocène supérieur.

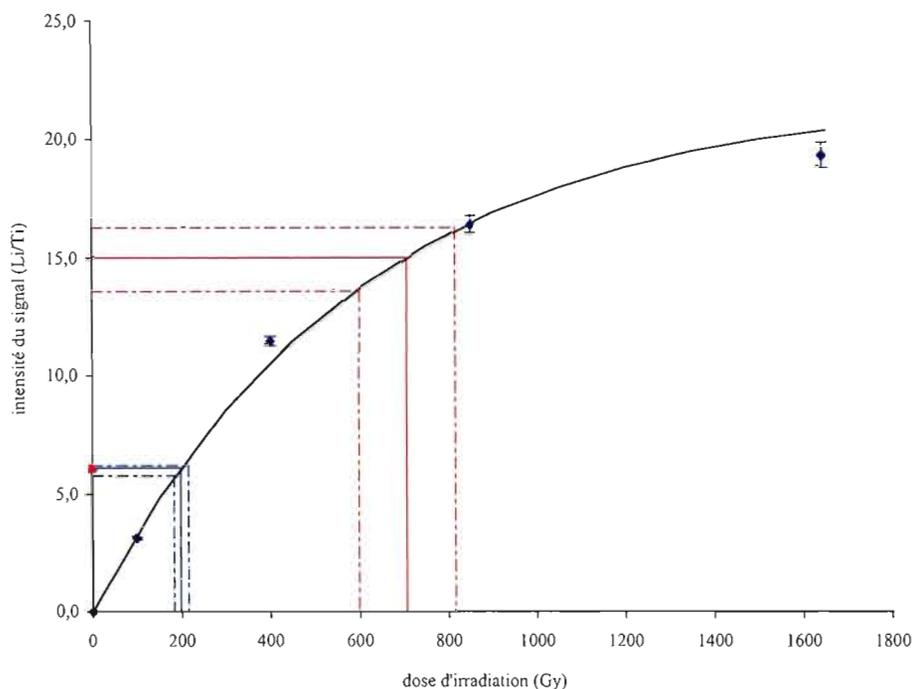


Figure 4.1. Courbe de croissance de BAA-1. Le L_n/T_n est: $L_n/T_n = 6,14 \pm 0,1$ (en bleu), à laquelle correspond une dose équivalente $D_e = 193 \pm 15$ Gy, sur l'axe des abscisses. La valeur du signal corrigé avec $g = 7,8 \pm 0,8$ % égale: $L_n/T_n \text{ corr} = 15,05 \pm 1,41$ (en rouge), ce qui donne une D_e corrigée (P) = 703 ± 107 Gy. Un âge de 203 ± 33 ka est calculé (S.I.7).

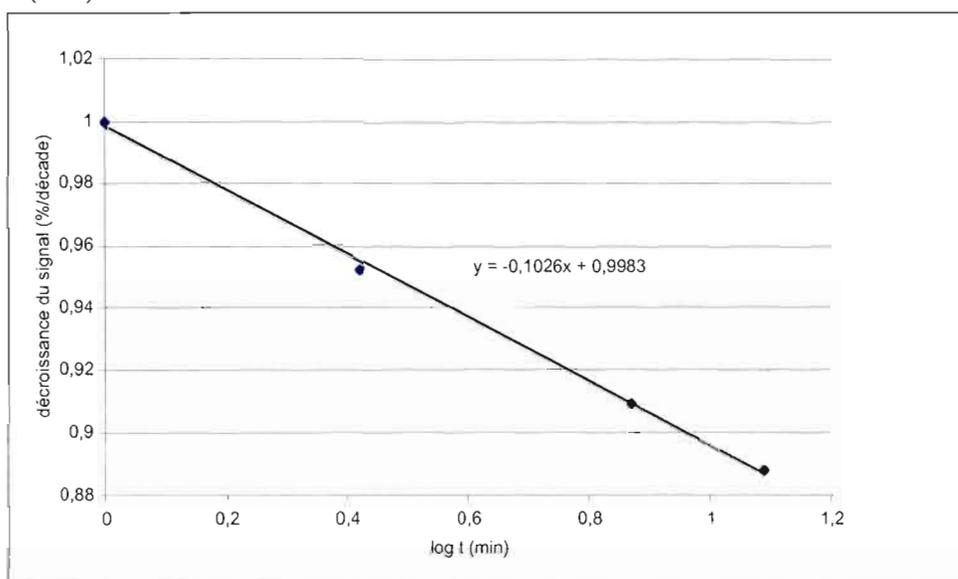


Figure 4.2. Graphique du taux de *fading* obtenu de 10 ± 1 %, pendant une période d'environ 6 mois, sur 18 aliquotes. Les points sont relativement bien alignés sur la droite.

4.2. La terrasse de Santa Margarita - SMA-2

La teneur en eau des sables de Santa Margarita est de 4,89 %, ce qui est relativement faible et implique l'émergence constante du niveau au-dessus du niveau marin depuis son édification. Les analyses d'activation neutronique de l'échantillon SMA-2 montrent un fort écart entre les abondances d'uranium 238 (3,47 ppm) et de thorium 232 (17,72 ppm) (tabl. 4.2). Nous avons vérifié si l'équilibre séculaire avait été établi par spectrométrie alpha, et il s'avère effectivement qu'un déséquilibre est présent dans la chaîne de décroissance ^{238}U et que le système U-Th était ouvert lors de la déposition. Les valeurs en Th sont très élevées, surtout *KUT-low* (24,1 ppm de ^{232}Th), et cela peut avoir eu pour conséquence de hausser la dose annuelle, et ainsi donner un âge sous-estimé. La dose annuelle obtenue est $Da = 4,9 \pm 0,2$ Gy/ka, ce qui est une valeur élevée en effet, et qui rend plausible la suggestion proposée ci-dessus. Elle démontre une forte activité radioactive de l'échantillon, et il serait important de comprendre le surplus en ^{232}Th comme sa provenance.

Nous obtenons une dose équivalente non-corrigée de $De = 183 \pm 11$ Gy, laquelle divisée par Da donne un âge mesuré de 37 ± 3 ka. La courbe de croissance obtenue pour SMA-2 passe par tous les points donnés par les Lx/Tx et possède la forme attendue (fig. 4.3).

Le taux de *fading* obtenu pour l'échantillon SMA-2 est de: $g = 2,8 \pm 0,3$ %/décade (fig. 4.4), qui est faible en comparaison de ceux des autres échantillons marins (tabl. 4.3). Les mesures exposent une forte variabilité pour cet échantillon, et l'obtention de la valeur g est problématique. D'une part, les points sur le graphique montrent la manifestation de récupération, ce qui résulte en une hausse du signal et à une sous-estimation du taux de *fading*. D'autre part, les lectures *short-shine* exposent une intensité faible et anormale en comparaison au signal naturel que donne l'échantillon (lectures Ln/Tn). Puis, on sait que le système radioactif était ouvert, on ne peut donc considérer la valeur g comme fiable.

La correction avec le taux de *fading* moyen de $7,8 \pm 0,8$ % donne un Ln/Tn corrigé de $12,10 \pm 1,33$, une De corr (P) = 633 ± 74 , et un âge final de **129 ± 16 ka**.

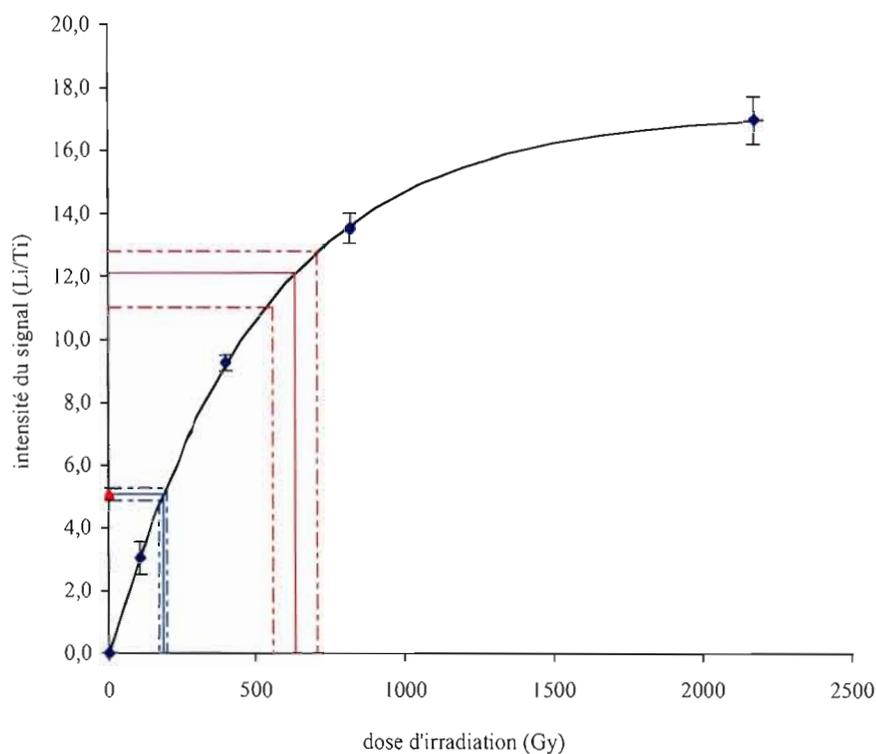


Figure 4.3. Courbe de croissance de l'échantillon SMA-2. L'intensité lumineuse naturelle de l'échantillon est: $\text{Ln}/\text{Tn} = 5,07 \pm 0,20$ (en bleu), à laquelle valeur correspond une dose équivalente $D_e = 183 \pm 11$ Gy. La valeur du signal corrigé avec le taux de *fading* moyen de la côte de $7,8 \pm 0,8$ %/décade devient: $\text{Ln}/\text{Tn corr} = 12,1 \pm 1,3$ (en rouge), qui nous donne sur l'axe des abscisses une dose équivalente corrigée (PAF) = 633 ± 74 Gy. Un âge de 129 ± 16 ka lui correspond.

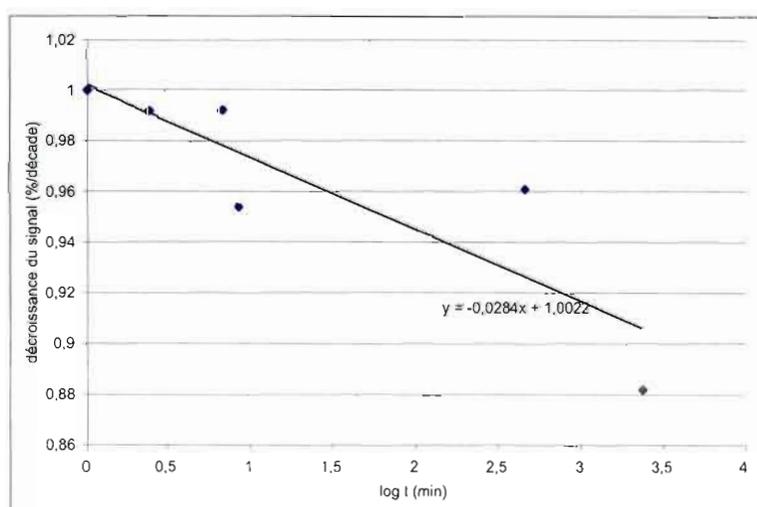


Figure 4.4. Graphique du taux de décroissance du signal avec le temps obtenu pour l'échantillon SMA-2. La valeur g est donnée par la pente négative égale à $2,8 \pm 0,3$ %/décade. Les points montrent le phénomène de la récupération et une grande variabilité.

4.3. La terrasse de Puerto Libertad - PLI-1

La teneur en eau de l'échantillon PLI-1 est égale à 2,95 % et constitue une valeur faible, indiquant un milieu de conservation aride, et une altitude au-dessus du niveau marin constante depuis sa déposition.

Les analyses INAA présentent un faible déséquilibre entre les abondances de ^{238}U et de ^{232}Th , soit 5,64 ppm et 10,85 ppm, l'uranium se trouvant cette fois-ci en léger excès (tabl. 4.2). L'échantillon est assez radioactif. L'ion uranium est très mobile et la question est de savoir d'où il provient. Il peut provenir du lessivage de roches volcaniques et/ou granitiques des environs (principalement des granodiorites du Cerro Bola) ou encore par la dégradation des nombreuses coquilles de mollusques présentes. L'échantillon possède 1,92 % de ^{40}K , ce qui est relativement faible. Des mesures d'activation neutroniques faites sur une poudre préalablement traitée avec HCl démontrent une faible différence entre les abondances traitées et non-traitées, et même chose pour le contenu en K. Dans ce cas-ci, le contenu en mollusques fossiles ne joue donc pas un grand rôle pour la valeur élevée de la dose annuelle. Les fortes abondances en éléments radioactifs induisent ainsi une dose annuelle élevée: $D_a = 5,0 \pm 0,4 \text{ Gy/ka}$ (tabl. 4.2), qui représente la valeur de dose annuelle la plus haute des six terrasses échantillonnées.

La dose équivalente avant correction est: $D_e = 203 \pm 6 \text{ Gy}$, à laquelle un âge non-corrigé de $38 \pm 3 \text{ ka}$ lui correspond. Un premier taux de *fading* est obtenu à Puerto Libertad, de: $g = 7,3 \pm 0,7 \text{ \%/décade}$ (fig. 4.5). Les mesures ont été effectuées sur une période d'environ un mois, et les points du graphique sont bien alignés et ne montrent pas de récupération. Le Ln/Tn corrigé avec le fading devient $\text{Ln}/\text{Tn corr} = 11,56 \pm 1,16$ et la dose équivalente corrigée avec la valeur g devient alors: $D_e (\text{PAF}) = 678 \pm 70 \text{ Gy}$. Nous obtenons finalement un âge absolu en OSL de $134 \pm 18 \text{ ka}$, qui correspond au haut niveau marin du S.S.I.5e (tabl. 4.3). Ce résultat se corrèle bien avec les résultats antérieurs en U/Th de $117 \pm 18 \text{ ka}$ et les tests de racémisation décrits plus haut car il s'agit du même sous-stade isotopique 5e. Puisque le dépôt analysé a été extrait d'une élévation d'environ +4 m, qui ne

correspondait pas au sommet de la séquence qui se trouve à environ +5,5 m ici (sommet de la lumachelle qui représente l'ancien niveau de la plage), la côte du Sonora à cet endroit a été tectoniquement stable depuis au moins la fin du Pléistocène, et c'est ce qui est avancé dans les travaux d'Ortlieb (1987).

Un deuxième taux de *fading* a été obtenu, d'une autre série de mesures effectuées sur une période plus longue, soit 15 mois, mais montre quant à lui de la récupération (fig. 4.6). Il est presque semblable au premier; $g = 7,4 \pm 0,7$ %/décade, et donne un âge de 139 ± 18 ka. Les deux séries de mesure de la valeur g donnent presque le même taux et cela confirme la fiabilité du taux de *fading* autour de 7,3-7,4 %. L'âge obtenu correspond au 5e.

Un âge final a également été calculé avec le taux de *fading* moyen de la côte ($g = 7,8 \pm 0,8$ %/décade). Le Ln/Tn corrigé devient alors $\text{Ln}/\text{Tn corr} = 12,58 \pm 1,34$, et la $\text{De corr (P)} = 834 \pm 94$ Gy (fig. 4.7). L'âge final obtenu est de 165 ± 23 ka, mais seul l'âge minimum correspondrait encore probablement au stade 5e (142 ka). La courbe de croissance construite est régulière et passe bien par tous les points mesurés (Lx/Tx).

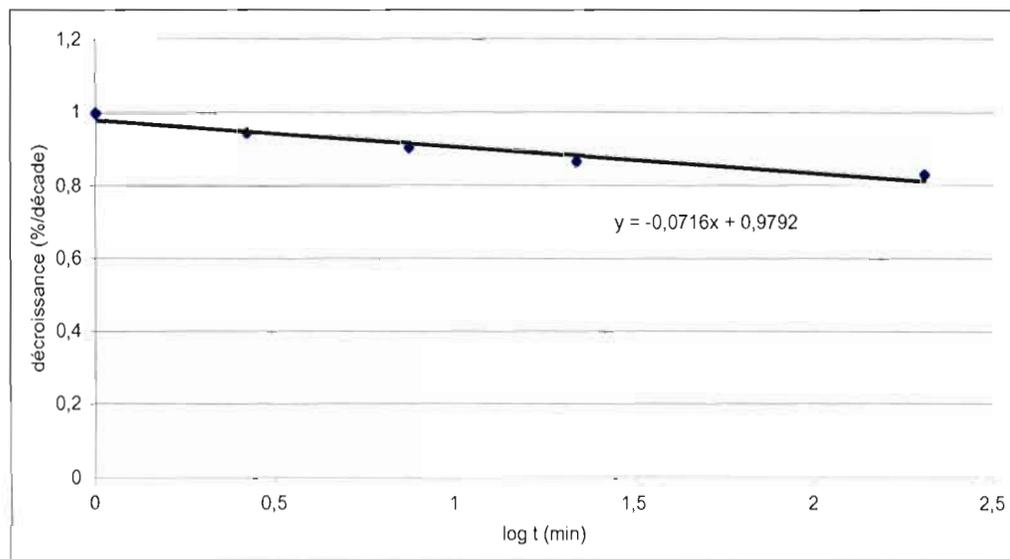


Figure 4.5. Graphique du taux de décroissance du signal naturel avec le temps obtenu pour l'échantillon PLI-1. La valeur g donnée par la pente négative est égale à $7,3 \pm 0,7$ %/décade.

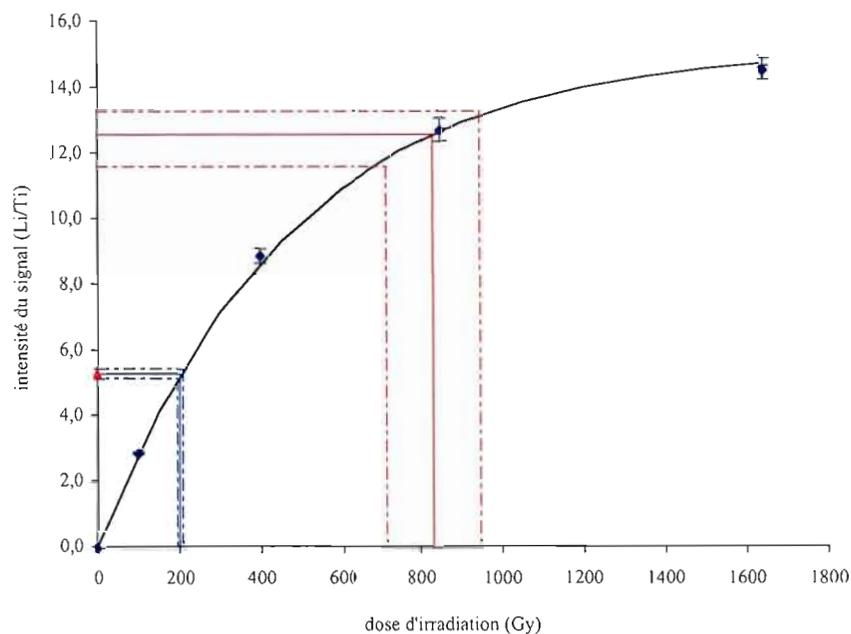


Figure 4.6. Courbe de croissance calculée pour l'échantillon PLI-1, avec le taux de *fading* moyen de $7,8 \pm 0,8$ %/décade. Le L_n/T_n avant correction est: $5,28 \pm 0,15$, et la $De = 203 \pm 6$ Gy, et devient L_n/T_n corr = $12,6 \pm 1,3$ et la $De (P) = 834 \pm 94$ ka.

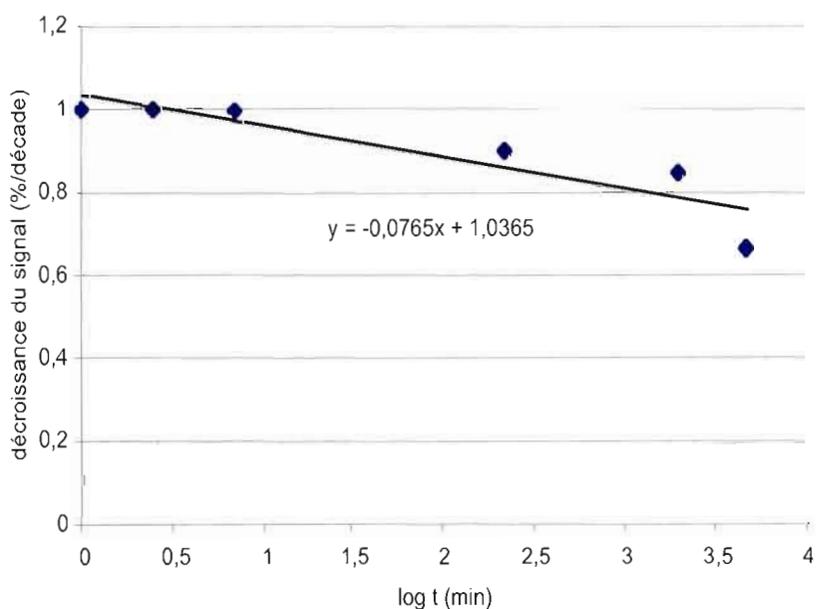


Figure 4.7. Graphique du taux de décroissance du signal naturel avec le temps obtenu pour l'échantillon PLI-1. La valeur g est égale à $7,4 \pm 0,7$ %/décade. On peut observer la manifestation de la récupération sous la forme d'une courbe concave; le signal augmente alors qu'il devrait baisser.

4.4. La terrasse de Bahía Libertad – BLI-1

La teneur en eau mesurée pour l'échantillon BLI-1 est égale à 0,69 %, qui est une valeur très faible, peut-être due à la consolidation avancée de la calcirudite échantillonnée, malgré la grossièreté du dépôt.

Les analyses d'activation neutronique donnent des abondances de 1,46 ppm pour ^{238}U et 3,89 ppm pour ^{232}Th , et on observe qu'un équilibre (rapport de 1/3) apparent est atteint (tabl. 4.2). L'échantillon contient 2,02 % de ^{40}K . La dose annuelle est: $D_a = 3,5 \pm 0,2$ Gy/ka, qui est une valeur située dans la moyenne (tabl. 4.3).

Le Ln/Tn moyen est de $5,5 \pm 0,2$, et la dose équivalente est $D_e = 193 \pm 11$ Gy. Un âge de 52 ± 4 ka avant correction est calculé. Le taux de *fading* de l'échantillon BLI-1 mesuré pendant environ une année a une valeur de $5,4 \pm 0,5$ %. (fig. 4.8). Le Ln/Tn moyen devient $\text{Ln}/\text{Tn corr} = 9,36 \pm 1,24$, ainsi qu'une $D_e \text{ corr} = 427 \pm 59$ Gy. L'âge final est de **121 ± 18 ka**, qui représente le sous-stade isotopique 5e.

Un âge final est aussi calculé à partir du taux de *fading* moyen côtier ($g = 7,8 \pm 0,8$ %/décade). Le Ln/Tn devient: $\text{Ln}/\text{Tn corr} = 13,54 \pm 1,44$, et une $D_e (P) = 1365 \pm 430$ Gy. On peut observer que l'incertitude est très élevée. La courbe de croissance obtenue passe par tous les points et possède la forme attendue (fig. 4.9). Un âge de **387 ± 124 ka** est trouvé, et correspond au stade isotopique 9, mais peut également indiquer le stade 11. Cette valeur n'est donc pas très fiable, mais signifie cependant que l'échantillon est assez vieux, probablement plus vieux que le stade 5e car le taux de *fading* trouvé de $5,4 \pm 0,5$ %/décade est assez loin du taux moyen de 7,8 %, alors qu'il devrait au contraire en être proche. Nous estimons finalement que la terrasse observée au sud de Bahía Libertad date du stade 9 ou 11, d'après les unités stratigraphiques qui sont plus jeunes au nord de la baie à la même altitude (PLI-1), et les évidences paléontologiques (niveaux à échinodermes et bioherme à huîtres géantes, observés uniquement en ce site).

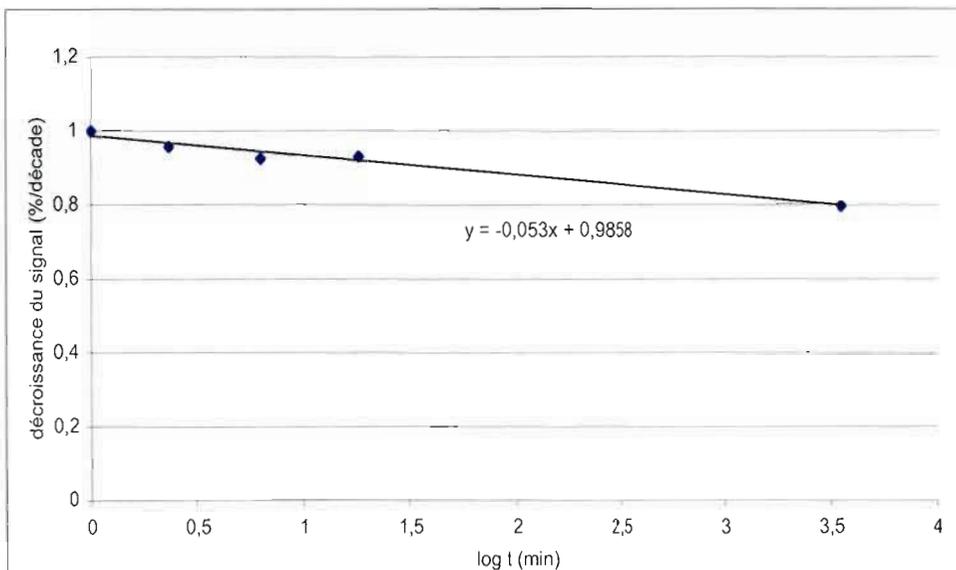


Figure 4.8. Graphique du taux de *fading* obtenu pour l'échantillon BLI-1. La valeur g donnée par la pente négative est égale à $5,4 \pm 0,5$ %/décade.

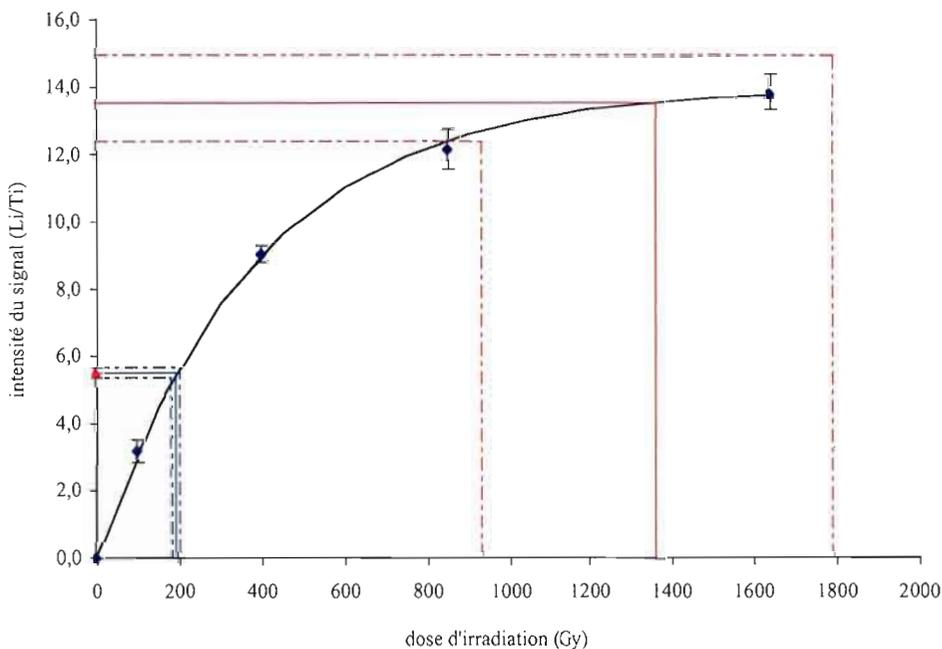


Figure 4.9. Courbe de croissance du signal de l'intensité lumineuse de l'échantillon BLI-1, extrait au sud de la baie Libertad. L'intensité lumineuse naturelle de l'échantillon est: $L_n/T_n = 5,5 \pm 0,2$ (en bleu), à laquelle correspond une $De = 193 \pm 11$ Gy. La valeur L_n/T_n corrigé avec le taux de *fading* de $7,8 \pm 0,8$ %/décade devient: $L_n/T_n \text{ corr} = 13,5 \pm 1,4$ (en rouge), ce qui donne une $De \text{ corr} (P) = 1365 \pm 430$ Gy. Un âge de 387 ± 184 ka lui correspond. On observe que la valeur maximale du $L_n/T_n \text{ corr}$ est trop élevée pour être intégrée sur la courbe.

4.5. La terrasse de Punta Chueca – PCH-1

La teneur en eau obtenue pour l'échantillon PCH-1 est de 3,88 %, une valeur toujours faible, cependant légèrement plus élevée que les autres terrasses (tabl. 4.2). Elle peut être due à la présence de particules plus fines (silts) qui auraient retenu l'eau de façon plus efficace. Les analyses d'activation neutronique donnent une abondance de 1,38 ppm pour l'uranium 238 et de 5,84 ppm pour le thorium 232, ce qui nous indique un certain équilibre établi entre les chaînes de décroissance du ^{238}U et du ^{232}Th (un rapport d'1/3 entre eux). Ces valeurs restent peu élevées, l'échantillon étant considéré relativement stable. Le ^{40}K possède quant à lui une valeur de 2,17 %, qui est considérée "normale" (tabl. 4.3). La dose annuelle de l'échantillon PCH-1 obtenue est $D_a = 3,7 \pm 0,2 \text{ Gy/ka}$, et se situe dans la moyenne des autres valeurs.

Le Ln/Tn avant correction est: $4,69 \pm 0,12$. Une dose équivalente avant correction est calculée: $D_e = 165 \pm 8 \text{ Gy}$, à laquelle correspond un âge non-corrigé de $44 \pm 3 \text{ ka}$. La valeur g obtenue est égale à: $7,0 \pm 0,7 \text{ \%/décade}$ (fig. 4.10), qui demeure un taux élevé mais dans le même ordre de grandeur si on le compare aux taux des autres échantillons (tabl. 4.3). La moyenne des Ln/Tn corrigée avec la valeur g devient égale à $9,98 \pm 0,76$, et la dose équivalente corrigée (PAF) est égale à $439 \pm 40 \text{ Gy}$. La courbe de croissance établie pour cet échantillon ne passe pas par tous les points (fig. 4.11).

L'âge corrigé final obtenu est de **118 ± 13 ka**. Cet âge indique la période du Pléistocène supérieur, soit la fin du sous-stade isotopique 5e. Un deuxième âge a été calculé à partir du taux de *fading* ($g = 7,8 \pm 0,8 \text{ \%/décade}$) qui représente le taux moyen côtier. Nous obtenons alors $\text{Ln/Tn corr} = 11,46 \pm 1,21$ et une $D_e \text{ corr} = 549 \pm 68 \text{ Gy}$. L'âge obtenu est de $148 \pm 20 \text{ ka}$, qui situe le moment de la déposition de ces sables probablement lors du dernier interglaciaire, seulement pour l'âge minimum calculé de 128 ka. Ces deux mesures confirment l'appartenance de ce dépôt au sous-stade isotopique 5e, et le fait que la côte du Sonora n'ait pas subi de mouvements verticaux majeurs depuis plus de 130 ka.

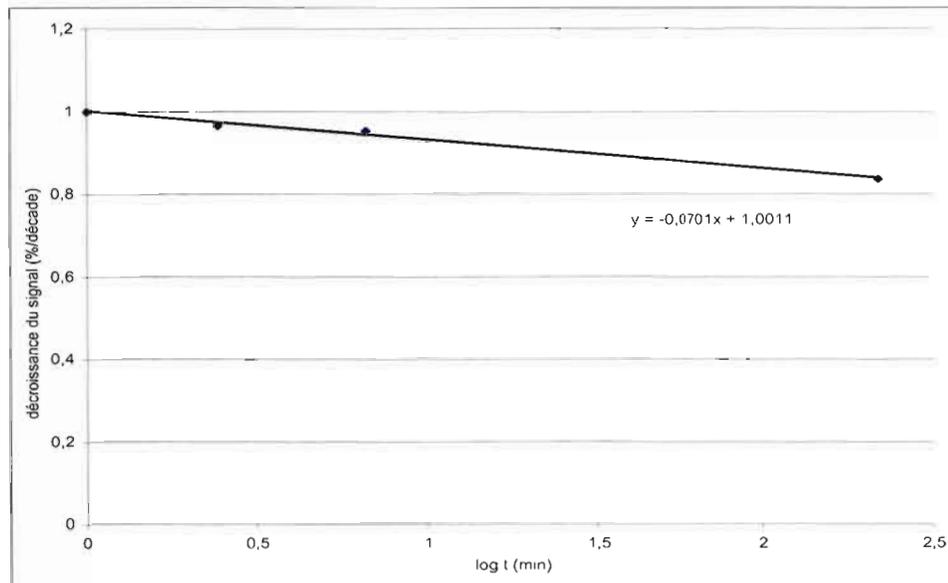


Figure 4.10. Graphique du taux de *fading* obtenu pour l'échantillon PCH-1. La pente décroissante donne une valeur g qui est égale à $7,0 \pm 0,7$ %/décade, et on observe de la récupération sur le troisième point.

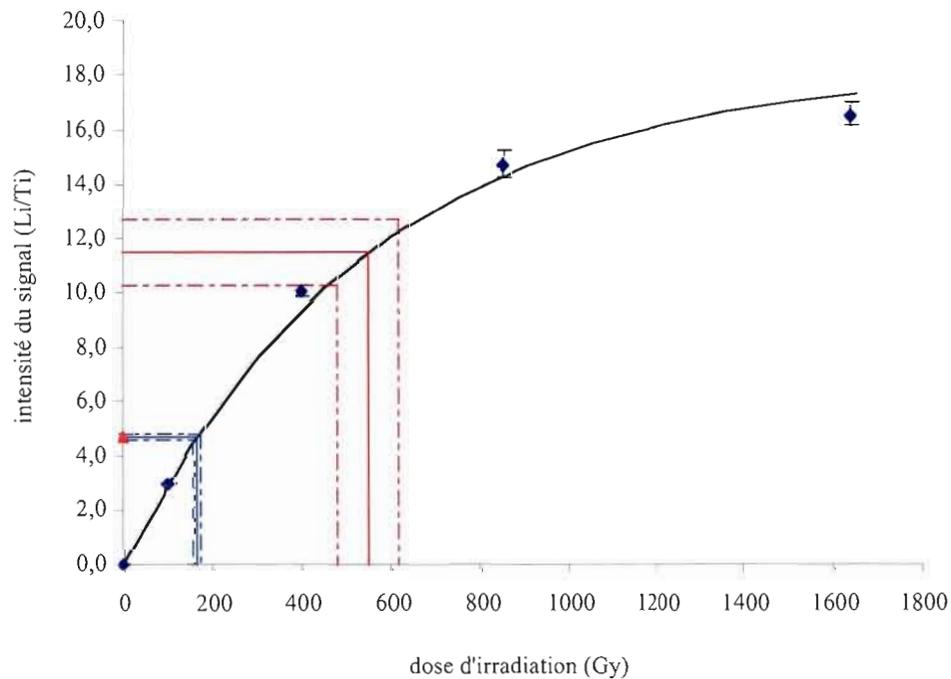


Figure 4.11. Courbe de croissance de l'intensité lumineuse de l'échantillon PCH-1 provenant du site d'échantillonnage de Punta Chueca. L'intensité lumineuse naturelle de l'échantillon est donnée par: $Ln/Tn = 4,69 \pm 0,12$ (en bleu), à laquelle valeur correspond une dose équivalente $De = 165 \pm 8$ Gy. La valeur du signal corrigé avec le taux de *fading* de $7,0 \pm 0,7$ % égale: $Ln/Tn \text{ corr} = 9,98 \pm 0,76$ (en rouge), ce qui nous donne une dose équivalente corrigée (PAF) $De_{\text{corr}} = 439 \pm 40$ Gy, auquel un âge de 118 ± 13 ka lui correspond (S.S.I.5e)

4.6. La terrasse de Bahía Kunkaak –BKU-1

Nous obtenons pour l'échantillon BKU-1 une teneur en eau très faible de 0,77 %, ce qui n'est pas surprenant étant donné que le dépôt analysé est très induré, et où l'eau ne peut donc pas pénétrer facilement ou pas du tout et ce depuis sa formation (tabl. 4.2).

Les analyses d'activation neutronique fournissent une abondance de 1,41 ppm en ^{238}U et 7,68 ppm en ^{232}Th (tabl. 4.3). On note que le rapport de 1/3 entre les abondances d'uranium et de thorium n'est pas atteint, une perte d'uranium étant probable. Cependant, nous avons vérifié par spectrométrie alpha si la chaîne de décroissance de ^{238}U était équilibrée, et il s'avère qu'en effet, malgré le déséquilibre apparent, la chaîne radioactive qui se termine par ^{210}Pb a tout de même atteint son équilibre séculaire. Convertie en abondance, l'activité du Pb nous donne une valeur presque semblable à celle obtenue par spectrométrie alpha, qui signifie que le sédiment s'est déposé au sein d'un système fermé et qui l'est resté. La dose annuelle obtenue pour BKU-1 est égale à $3,2 \pm 0,2$ Gy/ka, qui est une valeur se situant toujours dans la moyenne des échantillons, ce qui témoigne d'une activité radioactive équilibrée (tabl. 4.3).

Une première dose équivalente obtenue donne une valeur de 122 ± 4 Gy, laquelle correspond un âge non-corrigé de 38 ± 3 ka. Ce résultat est identique à celui de l'échantillon PLI-1, dont l'âge OSL final indique le S.S.I.5e (tabl. 4.3). Le taux de *fading* mesuré sur ces grès est de $7,3 \pm 0,7$ %/décade, pendant une période de quinze mois (fig. 4.12). Après la correction, nous obtenons un L_n/T_n corr = $7,94 \pm 0,80$ et une dose équivalente finale D_e (P) de 325 ± 33 Gy. La courbe de croissance édifiée pour BKU-1 passe par tous les points L_x/T_x (fig. 4.13). Nous obtenons finalement un âge absolu OSL de 99 ± 12 ka, qui indique le sous-stade isotopique 5c (env. 105 ka).

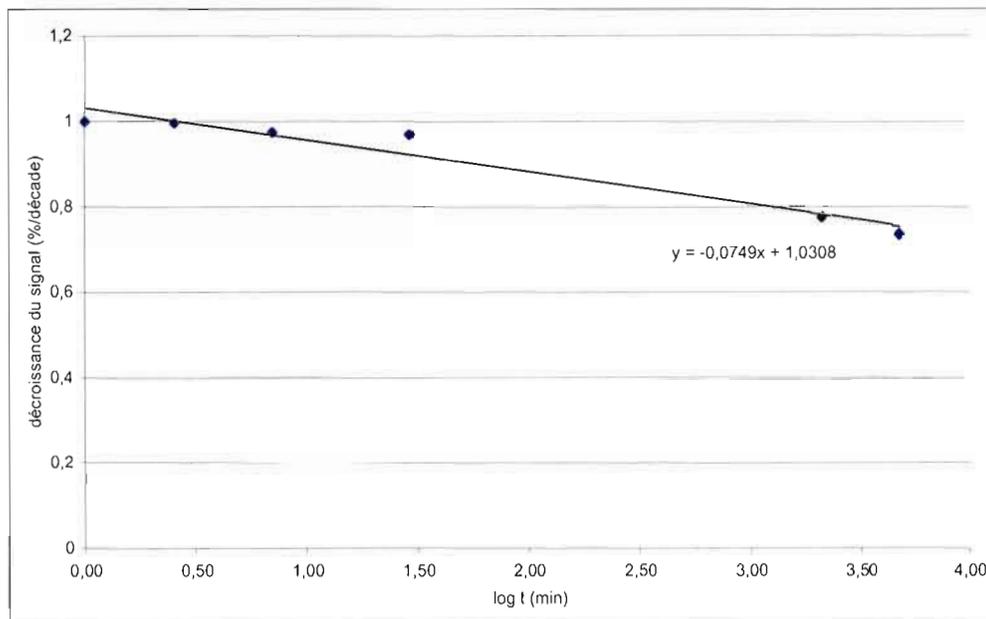


Figure 4.12. Graphique du taux de *fading* obtenu pour l'échantillon BKU-1. La valeur g est égale à $7,3 \pm 0,7$ %/décade. Le phénomène de récupération est observable.

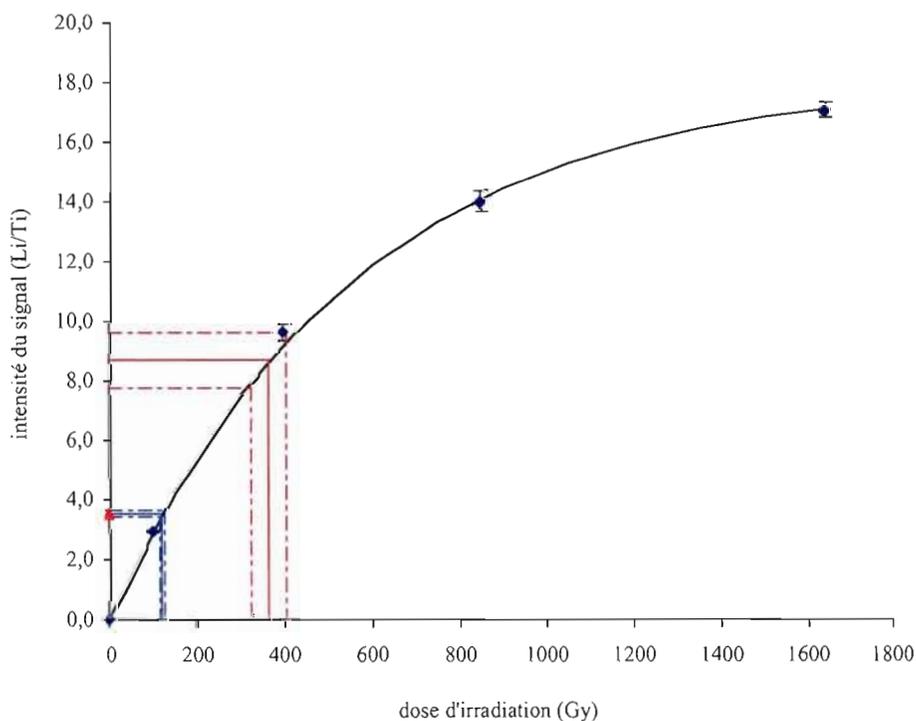


Figure 4.13. Courbe de croissance calculée pour l'échantillon BKU-1. L'intensité lumineuse naturelle est: Moy $L_n/T_n = 3,52 \pm 0,11$ (en bleu), à laquelle correspond une $De = 122 \pm 4$ Gy. La valeur du signal corrigé avec le taux de *fading* de $7,3 \pm 0,7$ %/décade égale: $L_n/T_n \text{ corr} = 7,94 \pm 0,80$ (en rouge), ce qui donne une $De \text{ corr} = 325 \pm 33$ Gy. Un âge final de 136 ± 13 ka est calculé.

4.7. Problèmes spécifiques reliés au calcul de la valeur g

La conclusion des mesures de *fading* en utilisant une dose de 28,75 Gy (soit la test dose) est que la pente de décroissance de la luminescence est imprécise, cette imprécision étant le résultat des faibles intensités générées et de l'importance de la récupération pour cette dose (Lamothe, comm. pers., 2009). Une mesure de fading a donc été reprise sur BLI en utilisant une dose de 500 Gy, afin de régler ces deux problèmes (fig. 4.14). Les points roses sur la figure 4.14 illustrent le phénomène de la récupération qui est clairement visible pour les premières mesures, et disparaît avec le temps. Un résultat de $g = 7,8 \pm 0,8$ %/décade a été obtenu. Nous avons donc recalculé les âges des six échantillons côtiers en utilisant cette valeur. Les résultats satisfaisants suggèrent que, pour de futures mesures d'âges en luminescence, les taux de *fading* devraient être mesurés en utilisant de fortes doses d'irradiation. En effet, ils montrent, avec une plus forte dose induite, une disparition du phénomène de récupération avec le temps.

— — — — —
 -- Une erreur d'incertitude de 10% sur le taux de *fading* a été systématiquement appliquée sur tous les échantillons de cette étude. La méthode de calcul de la valeur g à l'aide de l'algorithme développé par Huot (2003) fournit une erreur d'incertitude plus faible et estimée non-réaliste pour ce travail, étant donné le nombre de sources d'erreurs et la grande variabilité des résultats de mesures de luminescence. Pour estimer une valeur plus proche de la réalité qui prend en compte la diversité des échantillons de cette étude (et des nouvelles expériences induisant de nombreuses sources d'incertitude), une erreur d'incertitude de 10 % est utilisée (Lamothe, comm. pers., 2009).

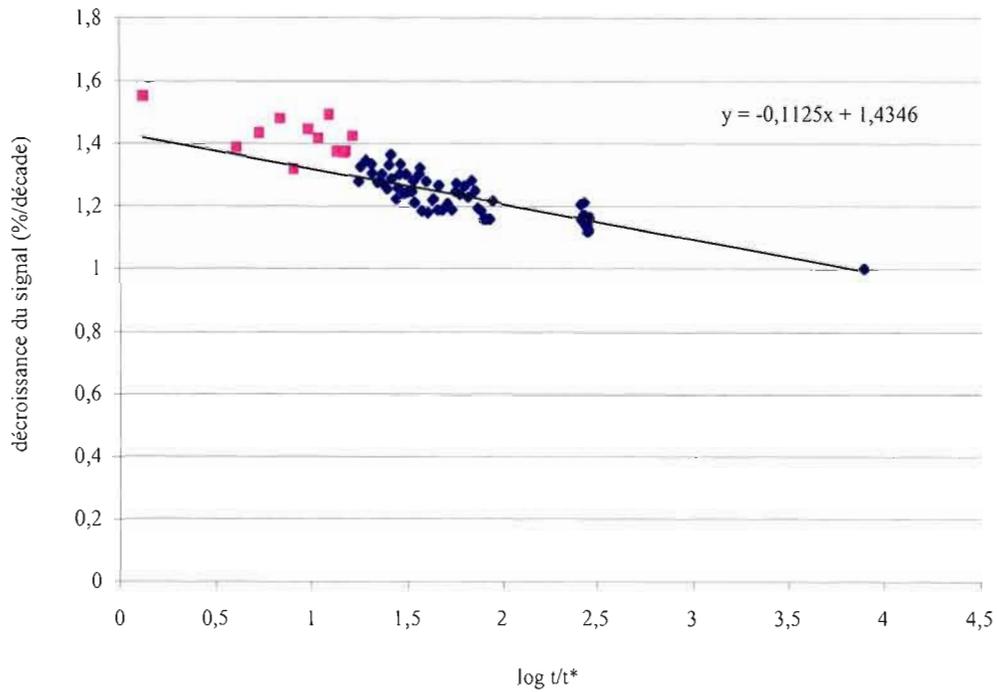


Figure 4.14. Graphique du taux de *fading* obtenu sur des grains de l'échantillon BLI-1, à partir d'une longue test-dose. Le t^* est de 0,55 h. La droite moyenne obtenue de lectures *short-shine* représente la valeur g moyenne utilisée pour calculer d'une deuxième façon les âges finaux. La valeur $g = 7,8 \pm 0,8$ %/décade. Le phénomène est clairement visible et se manifeste distinctement (points roses) dans les premiers temps des mesures.



CHAPITRE V

VOLCANISME ET PARC DU PINACATE: LE CERRO COLORADO

5.1. Le Cerro Colorado dans le contexte du Pinacate

Le cratère du Cerro Colorado se situe au nord-est du volcan-bouclier du Pinacate (282521E, 3533353N), à environ cinq kilomètres de la frontière mexico-américaine (fig. 5.1). Il fait partie des 11 cratères d'origine phréatomagmatique identifiés parmi les 400 édifices volcaniques du massif. Il a été considéré comme un *maar* (Arvidson et Mutch, 1974) mais est maintenant désigné comme un *tuff cone* (Gutmann et Sheridan, 1978; Gutmann, 2002, 2007). Son histoire éruptive est cependant liée à des phénomènes phréatomagmatiques, dont témoignent les nombreux éléments (tuf brêchique) caractéristiques de l'implication d'une eau souterraine avec une éruption basaltique (Gutmann, 2007).

Le Cerro Colorado se situe sur le même arc concave est-ouest qui traverse le Pinacate, et sur lequel sont situés presque tous les cratères phréatomagmatiques du massif (fig. 5.1). La relation entre le volcanisme phréatomagmatique et l'ancien cours du rio Sonoyta qui se dirigeait sur le même axe est-ouest a été établie et est maintenant acceptée dans la communauté (Gutmann, 2002; Vidal Solano, 2005). Le rio Sonoyta semble en effet avoir joué un rôle majeur dans le phréatomagmatisme récent du Pinacate. Il s'écoulait anciennement linéairement de l'est vers l'ouest vers le Cerro Colorado, et se dirige actuellement vers le sud-ouest. On observe sur la figure 5.1 que son ancienne trajectoire E-W a été déviée à 90° à environ 5 km en direction du Cerro Colorado. Cette déviation semble provenir du barrage morphologique constitué par le massif volcanique du Pinacate.

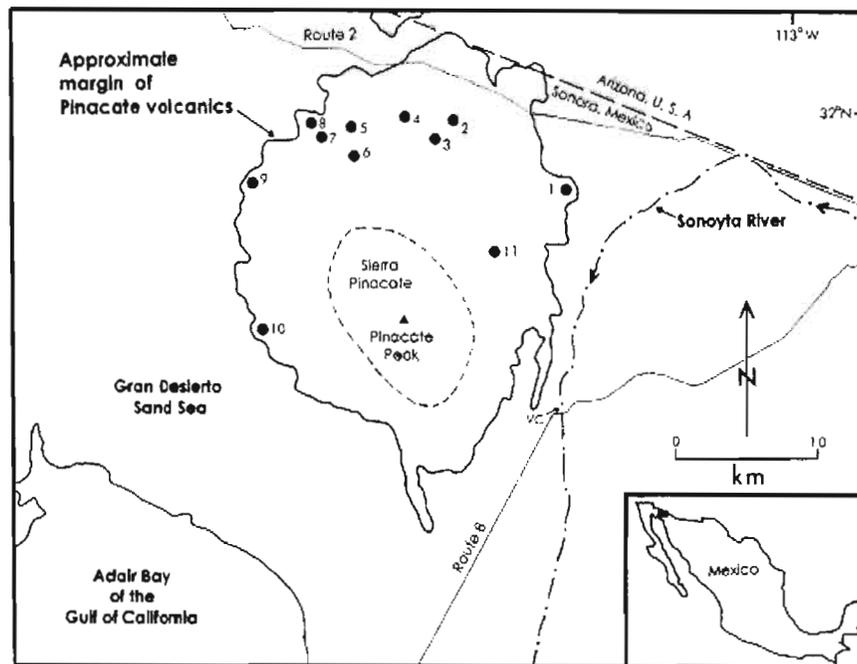


Figure 5.1. Carte schématique du massif du Pinacate, et localisation des 11 cratères d'origine phréatomagmatique: **1: Cerro Colorado**. 2: Celaya. 3: Elena. 4: Kino. 5: Badillo. 6: Sykes. 7: Molina. 8: Mac Dougall. 9: Caravajales. 10: Moon. 11: Elegante. Tous les cratères sont considérés comme des *maars* à l'exception de 1, 3 et 9. On observe la déviation à 90° du cours du rio Sonoyta au nord-est; sa direction actuelle est le sud, et son ancienne direction est l'ouest. On peut observer l'arc concave que semble former les cratères phréatomagmatiques (Gutmann, 2002).

Ce cratère possède une structure particulière qui est la conséquence de plusieurs événements phréatomagmatiques et d'au moins deux effondrements (fig. 5.2). La forme multi-lobaire du cratère en vue en plan suggère l'existence de 3 ou 4 centres d'éruption avec effondrements subséquents (Gutmann et Sheridan, 1978). Les dépôts volcaniques du Cerro Colorado consistent en des lits lithiques beiges, ocres et rougeâtres de tufs brêchiques très consolidés. Ils contiennent d'énormes lapillis (éjections pyroclastiques) de taille centimétrique à décimétrique (basalte, granite, gneiss, andésite, etc) (fig. 5.3). Ce tuf est constitué de minéraux, de verres et cendres magmatiques et volcaniques qui furent éjectés et pulvérisés durant l'éruption phréatomagmatique. Au contact de l'air et de l'eau, la lave a refroidi rapidement et vitrifié une partie des cendres, le reste étant constitué de minéraux

ferro-magnésiens et de minéraux siliceux comme des feldspaths plagioclases, potassiques, quartz, aussi de l'olivine, des micas. On peut observer nettement sur des photos prises au microscope électronique à balayage (MEB) que les minéraux sont pour la plupart vitrifiés (*voir* app. A). On peut observer les bulles qu'un gaz occupait dans le minéral, et que sur certains grains des espèces minérales siliceuses "poussent" et forment des excroissances, ce qui est obligatoirement un phénomène post-éruption. Ce tuf est composé en majorité de verres, les minéraux n'ayant pas eu le temps de se former à cause du refroidissement rapide des cendres. La présence de quartz et d'olivine, qui sont deux minéraux incompatibles dans une même couche de cendres indique un mélange de roches, sans doute pulvérisées par l'explosion phréatomagmatique.

Les couches surplombant le cratère, donc les plus récentes contiennent de plus gros clastes et sont de plus en plus rougeâtres. Le fond du cratère est plat, et l'on y observe des dépôts alluvionnaires et de playas, ce qui suggère une certaine sédimentation et implique la présence d'eau durant leur déposition ou postérieurement. Des sables éoliens à lits entrecroisés sont observés entre deux couches de cendres sur la partie la plus haute (et la plus jeune) du cratère, ce qui suggère plusieurs épisodes éruptifs.

Le site d'échantillonnage des roches extraites d'une des couches de cendres (CCO-1) est localisé sur le flanc ouest du cratère au sein d'une dépression lobaire, qui représente sûrement une des éruptions les plus jeunes, au moins postérieure à l'éruption principale qui édifia le cratère (fig. 5.2). Des xénolithes retrouvés dans la couche de cendres ont été échantillonnés: CCO-1a est un granite, CCO-1b un basalte, CCO-1c une aplite, CCO-1d une andésite et CCO-1e un échantillon de la couche de cendres elle-même (fig. 5.4). L'échantillon CCO-1d (andésite) a été mis de côté en raison de sa taille trop petite et de ses minéraux trop vite transformés en farine de grains lors du broyage. Il ne restait donc pas assez de matériel dans la fraction voulue (125-250 μm) nécessaire à la datation OSL.



Figure 5.2. Image satellite du cratère du Cerro Colorado, situé au nord-est du Pinacate. Le site de l'échantillonnage est localisé en bleu. Les caractéristiques géomorphologiques majeures sont indiquées en jaune: D: dunes L: lobe d'effondrement. Pl: dépôts de playa. On distingue des zones d'effondrement et plusieurs lobes d'éruption, ainsi que les dunes qui bordent les flancs sud-est et sud-ouest du cratère. (Google Earth 2009)

L'âge du cratère du Cerro Colorado a été pour la première fois discuté par Ives (1956), et estimé à un âge compris entre 250 ans et 1000 ans. Plus tard, son âge est réévalué à la hausse (1-10 ka) à cause des poteries trouvées dans ses cendres (Shakel et Harris, 1972). Finalement, des couches de cendres les plus jeunes de tout le parc sont observées, reposant sur les tufs du Cerro Colorado, et provenant nécessairement des volcans les plus proches (La Laja et Tocolote). La lave de La Laja a été datée par la récente méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, et un âge de 12 ± 4 ka a été publié (Gutmann et al., 2000), et c'est également l'âge le plus jeune de tous les âges publiés du Pinacate. Ainsi, il est ainsi communément accepté que l'âge du Cerro Colorado est nécessairement plus vieux que 12 ± 4 ka, mais il demeure toutefois inconnu jusqu'à aujourd'hui. On note que le cratère Elegante, un *maar* situé non-loin du Cerro

Colorado et situé aussi sur l'ancien axe est-ouest du cours d'eau Sonoyta (fig. 5.1), est daté en K/Ar à un âge de 149 ± 19 ka (Lynch, 1981), alors que d'autres datations sur des laves plus jeunes du même cratère ainsi que la même lave datée par Lynch donnent un âge K/Ar de 32 ± 6 ka (Gutmann et Turrin, 2006). L'âge de Lynch n'est pas été validé mais retient cependant notre attention, car tout comme le Cerro Colorado, le cratère Elegante a été construit sur plusieurs épisodes éruptifs d'âges différents. Dans cette partie du travail, cette tentative de datation sur les roches volcaniques situées dans la même couche de cendres d'un cratère phréatomagmatique est tout-à-fait originale et expérimentale. Nous présumons que les roches ont été remises à zéro, lors du court instant où la température était assez élevée pour remettre l'"horloge" à zéro (minimum de $400\text{ }^{\circ}\text{C}$), et avant que l'eau ne refroidisse rapidement les minéraux et les fige dans la roche. Il est cependant extrêmement difficile de vérifier et d'assumer que la température juste avant le contact avec l'eau était assez élevée pour que la remise à zéro soit effectuée totalement. Cependant, et comme on le verra plus loin, la remise à zéro totale peut être vérifiée à l'aide des mesures de luminescence.



Figure 5.3. Photo du flanc est du cratère du Cerro Colorado, réserve du Pinacate. On aperçoit les couches horizontales de cendres solidifiées beige et ocre, ainsi qu'une végétation éparse au fond relativement plat du cratère. La falaise du cratère mesure environ 40 m.



Figure 5.4. Photo du site de l'échantillonnage du cratère du Cerro Colorado sur son flanc ouest. On distingue bien la forme lobaire du lieu de la couche de cendres échantillonnée, ainsi que en arrière-plan la dépression de forme circulaire principale beaucoup plus grande. On remarque également que le fond du cratère est plat. Dans l'encadré se trouve la photo de la couche de cendres échantillonnée ainsi que l'identification de chaque échantillon. A. granite. B: basalte. C: aplite. D: andésite. E: tuf.

5.2. Résultats

Les résultats des analyses d'activation neutronique, des doses internes et externes et des doses annuelles des quatre échantillons du Cerro Colorado, sont rapportés dans le tableau 5.1. Les contributions radioactives sont calculées grâce aux coefficients d'absorption, calculés selon les paramètres moyens d'un grain de feldspath potassique de 250 μm (fig. 2.4). Les coefficients d'absorption et autres paramètres de calculs sont présentés dans l'appendice B.

Le tableau 5.2 expose les teneurs en eau et compile les résultats finaux. Il résume les principales mesures avant corrections, la valeur g (*fading*) et les mesures et doses équivalentes et âges corrigés. L'analyse détaillée des résultats est présentée plus loin. Les mesures de luminescence sont résumées dans appendice C. Les teneurs en eau utilisées pour les trois xénolithes sont déterminées à 0,5 %, car les roches ne contiennent presque pas d'eau.

TABLEAU 5.1. Tableau des résultats des analyses d'activation neutronique (INAA), des doses α , β , et γ internes et externes pour chaque échantillon volcanique. Les doses annuelles sont présentées dans la dernière colonne, où il y a une certaine variabilité. Le comptage alpha n'a pu être effectué sur l'échantillon CCO-1c, alors il ne possède pas de valeur pour la D_γ .

Éch.	INAA			D_α (Gy/ka)	$D_{\beta \text{ int.}}$ (Gy/ka)	$D_{\beta \text{ ext.}}$ (Gy/ka)	D_γ (Gy/ka)	Da (Gy/ka)
	^{238}U (ppm)	^{232}Th (ppm)	^{40}K (%)					
CCO-1a	2,82	7,02	2,55	$0,2 \pm 0,1$	$0,78 \pm 0,04$	$2,5 \pm 0,3$	$1,0 \pm 0,1$	$4,6 \pm 0,2$
CCO-1b	1,26	4,39	0,96	$0,09 \pm 0,05$	$0,21 \pm 0,04$	$1,0 \pm 0,1$	$0,62 \pm 0,07$	$2,0 \pm 0,1$
CCO-1c	1,36	9,10	3,64	$0,12 \pm 0,02$	$0,78 \pm 0,04$	$2,9 \pm 0,2$	-	$4,7 \pm 0,2$
CCO-1e	0,96	4,16	1,11	$0,07 \pm 0,04$	$0,78 \pm 0,04$	$0,98 \pm 0,06$	$0,56 \pm 0,06$	$2,5 \pm 0,1$

TABLEAU 5.2. Tableau présentant les résultats des mesures des roches volcaniques. La teneur en eau est présentée, la dose annuelle obtenue, le Ln/Tn, la dose équivalente mesurée et l'âge correspondant (avant la correction du *fading*), le taux de *fading* (valeur g) obtenu, le Ln/Tn et la dose équivalente corrigés (la paléo-dose), et l'âge final obtenu.

Éch.	WC (%)	Ln/Tn	De (Gy)	âge (ka)	g (%)	Ln/Tn corr	De corr (Gy)	âge final (ka)	S.I.
CCO-1a	0,50	$9,2 \pm 0,2$	287 ± 13	66 ± 5	$3,3 \pm 0,3$	$12,3 \pm 1,1$	406 ± 41	93 ± 11	5c/5e
CCO-1b	0,50	$4,5 \pm 9,3$	135 ± 12	54 ± 6	$5,6 \pm 0,6$	$7,9 \pm 0,9$	278 ± 33	112 ± 14	5c/5e
CCO-1c	0,50	$9,2 \pm 0,2$	282 ± 7	64 ± 3	$4,8 \pm 0,5$	$14,5 \pm 1,5$	511 ± 55	117 ± 13	5c/5e
CCO-1e	5,52	$4,7 \pm 0,3$	149 ± 18	60 ± 8	$5,0 \pm 0,5$	$7,6 \pm 0,9$	274 ± 43	111 ± 18	5c/5e

5.2.1. CCO-1a

L'échantillon CCO-1a est un claste granitique arrondi extrait de la couche de cendres analysée, d'environ 15 cm de longueur (fig. 5.4). Cet échantillon est bien sûr riche en grains de feldspaths et de quartz, ce qui induit un fort signal de luminescence emmagasiné par ces minéraux. Sa partie externe, qui a été exposée à la lumière, a été rabotée au laboratoire sur une épaisseur d'environ 2 mm, et recueillie aux fins d'analyse INAA et de comptage alpha.

Les analyses d'activation neutronique donnent des abondances de 2,82 ppm pour ^{238}U et 7,02 ppm pour ^{232}Th , et un rapport commun de 1/3 est obtenu. Le contenu en ^{40}K est de 2,55 % (tabl. 5.1). Les abondances des niveaux *KUT-high* et *KUT-low* de CCO-1a sont considérées les mêmes que celles du tuf pour les trois xénolithes, puisque ils ont été extraits au même niveau. Un comptage alpha a été effectué sur la poudre externe recueillie et on obtient une dose annuelle égale à: $D_a = 4,60 \pm 0,24$ Gy/ka.

La courbe de croissance calculée pour CCO-1a est bien corrélée aux observations, à part le dernier point (1865 Gy) (fig. 5.5). Le rapport du signal naturel IRSL est: $L_n/T_n = 9,20 \pm 0,22$, et dose équivalente est: $D_e = 287 \pm 13$ Gy (tabl. 5.2). Le taux de *fading* pour CCO-1a est évalué à $3,3 \pm 0,3$ %/décade, mais il montre une variabilité élevée (fig. 5.6). Cette variabilité est due à une intensité faible et anormale du signal, alors que les autres mesures IRSL pour cet échantillon montrent le relâchement d'un fort signal (*voir app. D*). La valeur g calculée pour CCO-1a n'est donc pas fiable, et sous-estimée. Avec la correction du *fading*, on obtient un signal naturel corrigé: $L_n/T_n \text{ corr} = 12,27 \pm 1,14$, ainsi que la $D_e \text{ corr} (P) = 406 \pm 41$ Gy. L'erreur d'incertitude est ici importante, due à la variabilité des mesures de *fading*. Un âge OSL final de **93 ± 11 ka** est calculé.

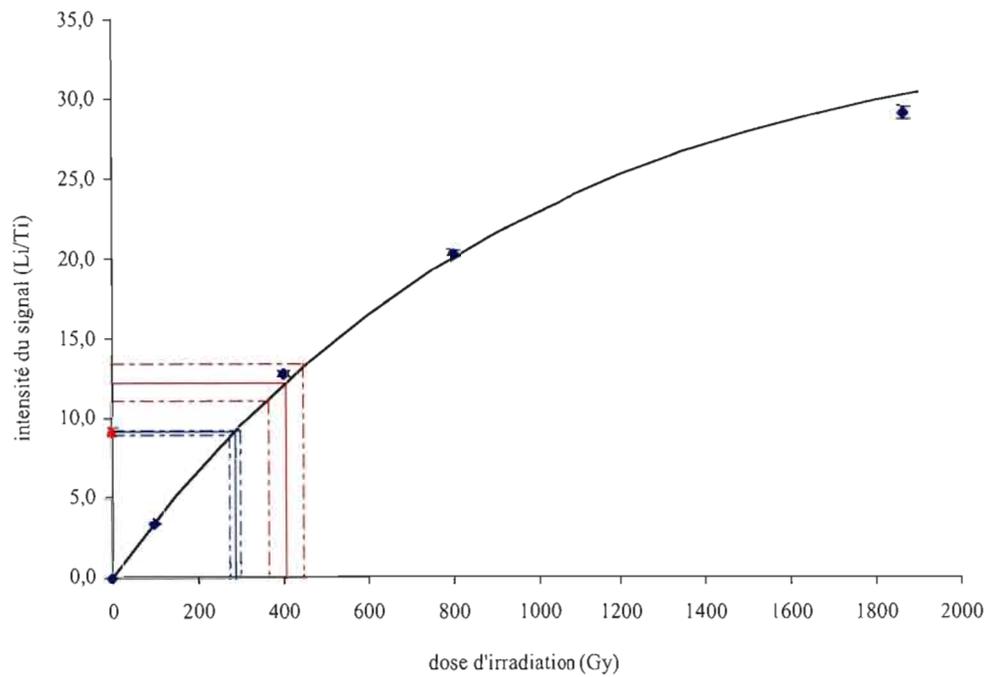


Figure 5.5. Courbe de croissance de l'échantillon CCO-1a (granite). L'intensité lumineuse naturelle de l'échantillon est donnée par: $Ln/Tn = 9,20 \pm 0,22$ (en bleu), à laquelle valeur correspond une dose équivalente $De = 287 \pm 13$ Gy, sur l'axe des abscisses. Le signal corrigé avec la valeur g de $3,3 \pm 0,3$ %/décade égale: $Ln/Tn \text{ corr} = 12,27 \pm 1,14$ (en rouge), ce qui donne une De corrigée (PAF) = 406 ± 41 Gy. Un âge final de 93 ± 11 ka est calculé.

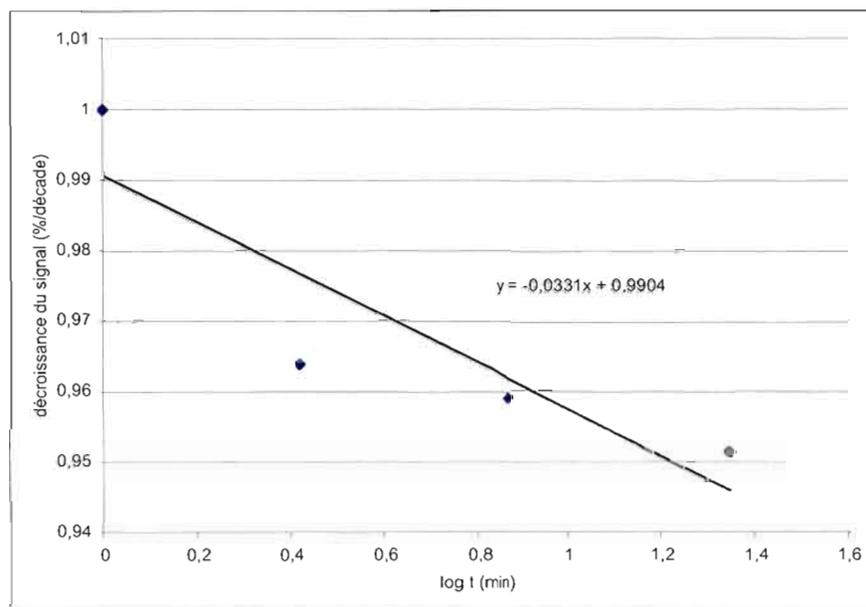


Figure 5.6. Graphique du taux de fading évalué à $3,3 \pm 0,3$ %/décade. Les points exposent une forte variabilité et ne sont pas alignés sur la courbe.

5.2.2. CCO-1b

L'échantillon CCO-1b est un bloc de basalte d'environ 10 cm de long, toujours extrait de la même couche de tuf (fig. 5.4). Il possède une matrice noire vitreuse, quelques plagioclases, olivines, et peu de feldspaths potassiques. Son contenu en potassium faible a été évalué à 2,0 % au lieu de 12,5 % (*voir app. A*), ce qui a changé légèrement les doses d'irradiation (*app. C*). Le peu de signal de cet échantillon est la principale conséquence du faible taux de potassium, cependant, le signal témoin de l'enfouissement du basalte est faible mais présent.

Les analyses d'activation neutronique effectuées sur la poudre externe du basalte donnent des abondances pour ^{238}U et ^{232}Th respectives de 1,26 ppm et 4,39 ppm, qui montrent le rapport commun entre les deux isotopes. Le contenu en potassium 40 est quant à lui de 0,96 %, valeur faible cependant logique puisque c'est un basalte, donc très pauvre en feldspaths potassiques. La dose annuelle de l'échantillon CCO-1b est: $D_a = 2,0 \pm 0,1 \text{ Gy/ka}$ (tabl. 5.1).

Le taux de *fading* n'est pas facile à déterminer pour cet échantillon car les minéraux emmagasineurs de signal sont peu abondants dans le basalte étudié. Le taux de *fading* est estimé à: $g = 5,6 \pm 0,6 \text{ \%/décade}$ (fig. 5.7). La courbe de croissance obtenue pour le basalte (CCO-1b) est régulière et lisse, cependant la dernière mesure L_x/T_x effectuée (1800 Gy) se situe au-delà de la courbe (fig. 5.8). Une erreur d'expérimentation est sûrement en cause, mais les trois premiers points valident cependant la fiabilité de la courbe, donc celle des résultats.

Le rapport du signal naturel OSL est: $L_n/T_n = 4,48 \pm 0,29$, la dose équivalente correspondante est: $D_e = 135 \pm 12 \text{ Gy}$, et l'âge de $54 \pm 6 \text{ ka}$ (tabl. 5.2). Avec la correction du *fading*, le signal naturel corrigé devient: $L_n/T_n \text{ corr} = 7,93 \pm 0,87$, ainsi que la $D_e \text{ corr} = 27 \pm 33 \text{ Gy}$. Un âge OSL de **112 ± 14 ka** a été finalement calculé.

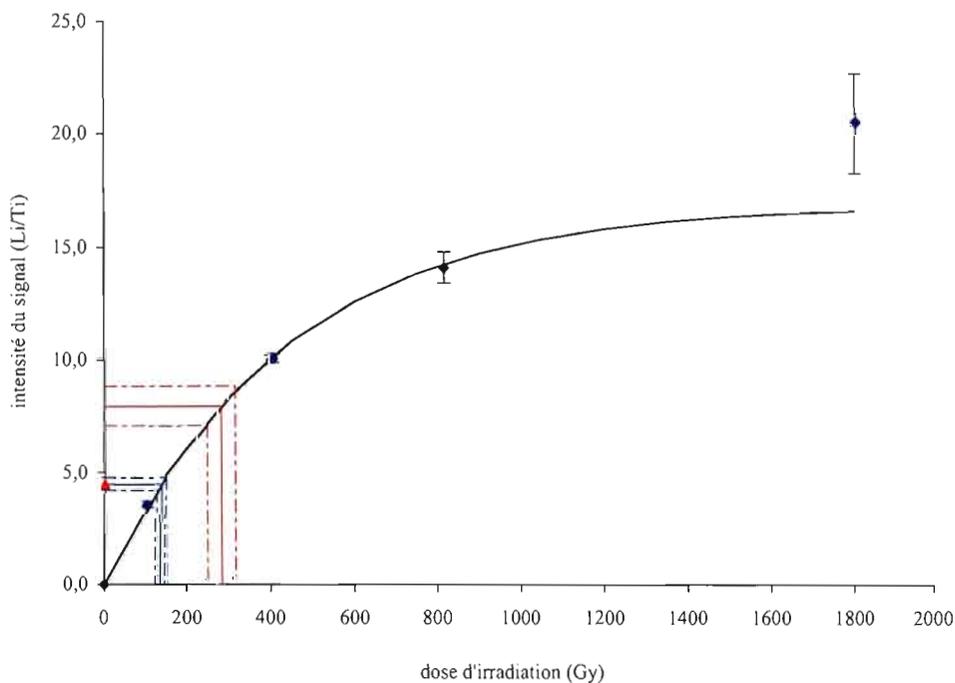


Figure 5.7. Courbe de croissance de l'échantillon CCO-1b (basalte). L'intensité lumineuse naturelle est: $L_n/T_n = 4,48 \pm 0,29$ (en bleu), à laquelle correspond une $De = 135 \pm 12$ Gy. Le taux de *fading* estimé est $g = 5,6 \pm 0,6$ %. L_n/T_n corr = $7,93 \pm 0,87$ (en rouge), ce qui donne De corr = 271 ± 33 Gy. Un âge OSL final de 112 ± 14 ka est calculé. Le dernier point en haut à droite ne fait pas partie de la courbe, mais celle-ci englobe les doses significatives.

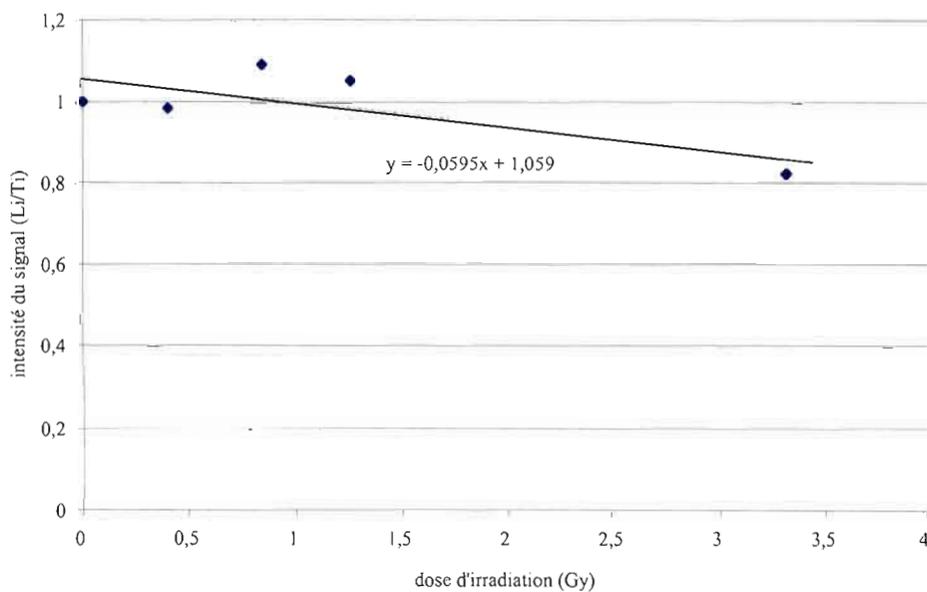


Figure 5.8. Graphique du taux de fading de l'échantillon CCO-1b, estimé à: $g = 5,6 \pm 0,6$ %/décade. La récupération est très visible (points 3 et 4).

5.2.3. CCO-1c

L'échantillon CCO-1c est une aplite, roche claire granitique à grains très fins, contenant en majeure partie des quartz, oligoclase et microcline. Comme les autres roches elle a été rabotée au *dremel* et la poudre est conservée aux fins d'analyses. Cette roche émet un fort signal de luminescence, semblable au granite, qui atteste l'existence de feldspaths potassiques à l'intérieur de l'échantillon.

Les analyses d'INAA fournissent des abondances respectives en ^{238}U et ^{232}Th de 1,36 ppm et 9,10 ppm. Il y a là un déséquilibre apparent avec une perte en uranium mais nous ne savons pas si il y a eu une fuite du radon ou du radium, ou encore de l'uranium dans la chaîne de décroissance. Nous observons une teneur élevée en potassium (3,64 %), qui peut être expliquée par la présence de nombreux feldspaths potassiques qui constituent la roche. La dose annuelle est: $D_a = 4,4 \pm 0,2$ Gy/ka (tabl. 5.1).

Le signal naturel obtenu avant la correction g est: $\text{Ln}/\text{Tn} = 9,24 \pm 0,15$, la dose équivalente correspondante est: $D_e = 282 \pm 7$ Gy, et l'âge estimé à 64 ± 3 ka. La courbe de croissance du signal OSL obtenue pour cet échantillon est lisse, et le dernier point (1800 Gy) se trouve encore un peu plus haut que le tracé de la courbe (fig. 5.9). Les trois points précédents bien placés valident cependant la courbe.

Nous estimons pour CCO-1c un taux de *fading* de: $g = 4,8 \pm 0,5$ %/décade (fig. 5.10). En corrigeant avec le *fading*, nous obtenons un Ln/Tn corr = $14,5 \pm 1,5$, ainsi qu'une paléodose (PAF) = 511 ± 55 Gy, Ces résultats nous donnent un âge OSL de 117 ± 13 ka.

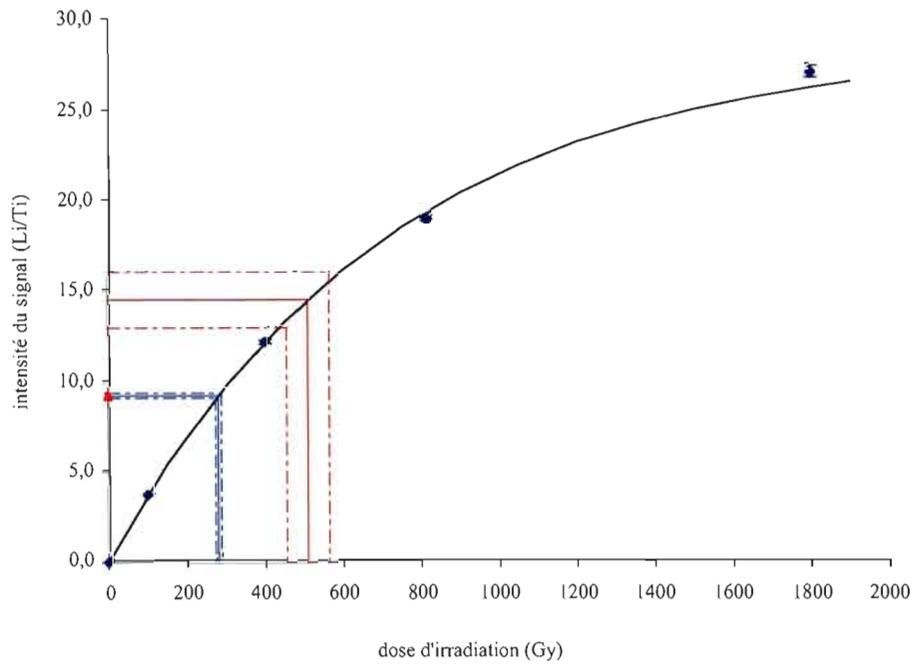


Figure 5.9. Courbe de croissance de l'échantillon CCO-1c (aplite). $Ln/Tn = 9,24 \pm 0,15$ (en bleu), à laquelle correspond une dose équivalente $De = 282 \pm 7$ Gy. Le taux de *fading* est: $g = 4,8 \pm 0,5$ %. Ln/Tn corr = $14,5 \pm 1,5$ (en rouge), ce qui nous donne De corr = 511 ± 55 Gy. Un âge final de 117 ± 13 ka est calculé. Le dernier point en haut à droite (1800 Gy) se situe plus haut que la courbe, mais celle-ci passe cependant par les trois premiers.

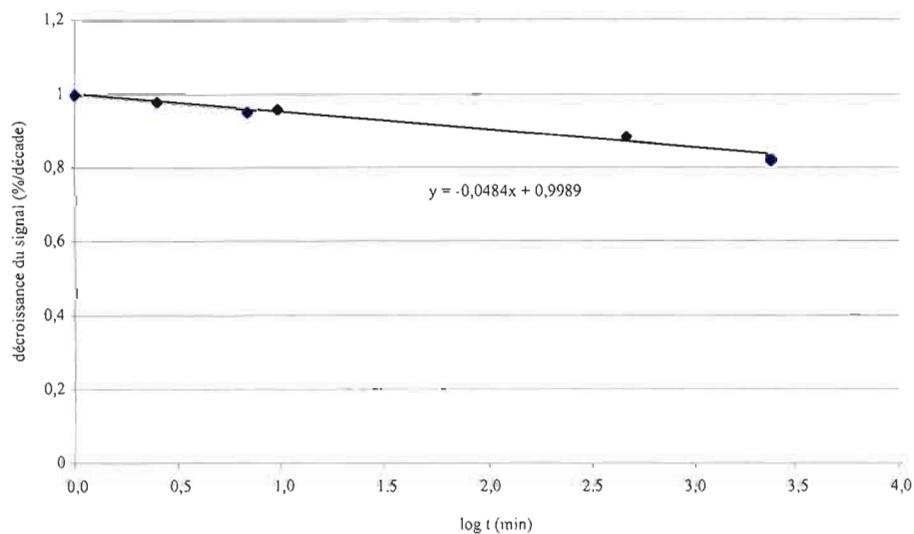


Figure 5.10. Graphique du taux de *fading* de l'échantillon CCO-1c, estimé à: $g = 4,8 \pm 0,5$ %/décade. Les points sont tous alignés ou touchent la pente moyenne linéaire.

5.2.4. CCO-1e

L'échantillon CCO-1e est un tuf, dépôt de cendres beiges à ocres indurées (fig. 5.4). Les analyses d'INAA donnent des abondances en ^{238}U et ^{232}Th de 0,96 ppm et 4,20 ppm respectivement, qui sont des valeurs apparemment équilibrées entre elles, qui indiquent une intensité radioactive relativement basse (tabl. 5.1). Le contenu en potassium est de 1,11 %, qui est peu élevé, indique la faible abondance en minéraux potassiques, mais reste cependant légèrement plus élevé que celui du basalte (CCO-1b). La dose annuelle est: $D_a = 2,5 \pm 0,1$ Gy/ka, qui est semblable à celle du basalte, les deux échantillons pauvres en potassium.

Le signal naturel avant correction est: $\text{Ln}/\text{Tn} = 4,65 \pm 0,27$ à laquelle valeur correspond une dose équivalente: $D_e = 149 \pm 18$ Gy. La courbe de croissance obtenue pour l'échantillon CCO-1e est également la moins régulière des échantillons volcaniques, mais tous les points grâce à leur incertitude passent quand même par la courbe (fig. 5.11). On remarque que les points ne sont pas très bien alignés, mais les valeurs d'importance sont proches du premier point (100 Gy) qui lui, est aligné. La valeur de la dose équivalente est donc fiable.

La datation en luminescence optique d'un tuf comme celui-ci représente un bon défi, car les analyses sont effectuées sur des grains peu triés, très variés, et même après les séparations, il n'est pas toujours garanti d'avoir un fort pourcentage (min. 12 %) de feldspaths potassiques, et donc beaucoup de signal. Cela évoque donc une grande variabilité, qui rend difficile la mesure du taux de *fading* précis. Un taux moyen a donc été calculé, à partir des deux taux fiables obtenus sur les échantillons précédents (CCO-1b et CCO-1c). La valeur g calculée pour CCO-1e est ainsi estimée à: $g = 5,0 \pm 0,5$ %/décade (fig. 5.12). Le signal OSL corrigé devient donc: $\text{Ln}/\text{Tn}_{\text{corr}} = 7,59 \pm 0,88$, ainsi qu'une dose équivalente corrigée (P): $D_e_{\text{corr}} = 274 \pm 43$ Gy. L'âge estimé des cendres du Cerro Colorado est de **111 ± 18 ka**. Une discussion détaillée des expérimentations et des résultats obtenus pour les roches volcaniques du Cerro Colorado suivra dans le chapitre 6, précédée par la discussion des résultats des analyses des dépôts littoraux.

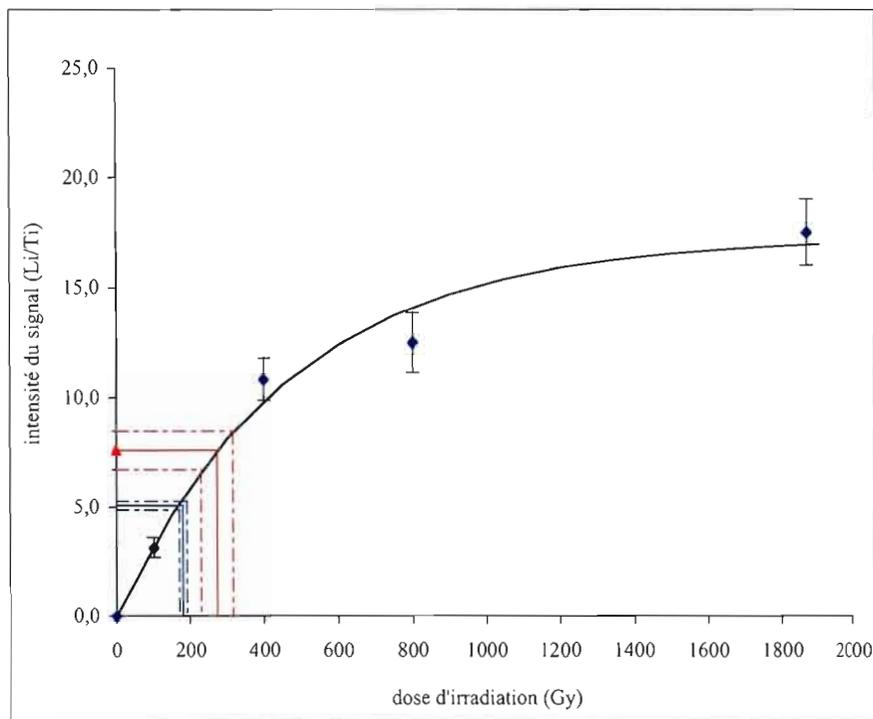


Figure 5.11. Courbe de croissance de l'échantillon CCO-1e (tuf). Le $L_n/T_n = 4,65 \pm 0,27$ (en bleu), à laquelle correspond $De = 149 \pm 18$ Gy. Le taux de *fading* moyen calculé est $g = 5,0 \pm 0,5$ %. La valeur du signal corrigé avec le taux de *fading* égale: $L_n/T_n \text{ corr} = 7,59 \pm 0,88$ (en rouge), ce qui donne une dose équivalente corrigée (PAF) $De \text{ corr} = 274 \pm 43$ Gy. Un âge final de 111 ± 18 ka est obtenu.

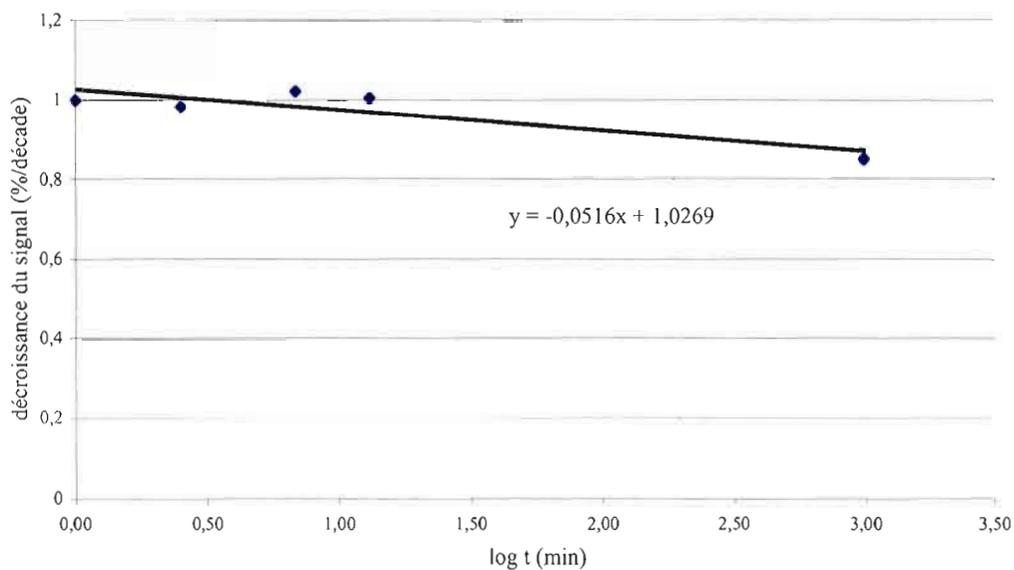


Figure 5.12. Graphique du taux de *fading* moyen ($5,0 \pm 0,5$ %/décade), calculé pour l'échantillon CCO-1e, qui est la moyenne des taux de *fading* de CCO-1b et CCO-1c.

CHAPITRE VI

APPORT DE LA DATATION OSL À LA GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE DU NORD- OUEST DU MEXIQUE

Ce dernier chapitre présente en premier lieu la synthèse des résultats des datations en luminescence optique des terrasses marines et celle des résultats sur les roches volcaniques du Cerro Colorado. Une discussion sur l'évolution de la côte du Sonora et le contexte quaternaire au Pinacate constituent la deuxième partie de ce travail. Les résultats des datations en IRSL des terrasses marines et des roches volcaniques au Sonora fournissent nombre de renseignements et d'indications, à la fois sur le cadre géochronologique, géodynamique, ainsi que la paléoclimatologie de la région.

6.1 Synthèse des résultats et discussion

6.1.1 Les terrasses marines

La séquence analysée à Bahía Adair (BAA-1) donne un âge de 203 ± 33 ka, période corrélable avec le stade isotopique 7 (220 ka), lorsque le niveau marin était légèrement plus haut que le niveau actuel mais moins haut que le sous-stade 5e. Cet âge est conforme aux suggestions de Ortlieb (1987), et il est aisément corrélable morphostratigraphiquement car cette terrasse est retrouvée à environ +11 m; elle doit donc être plus vieille que la terrasse située plus bas. Elle reflète la faible remontée verticale de la côte depuis le Pléistocène.

La terrasse marine échantillonnée au niveau +15 m sur la plage de Santa Margarita (SMA-2) donne un âge de 129 ± 16 ka. Cet âge signifierait l'édification de ce niveau marin lors du sous-stade isotopique 5e, le dernier interglaciaire. Cet âge correspond avec les observations géomorphologiques de Ortlieb (1987), et indiquerait un soulèvement local puisque l'échantillon analysé a été extrait à une altitude de +15 m. La faille Puerto Libertad pourrait être responsable de ce mouvement vertical, dans la prolongation de la faille active CP, ayant soulevé le bloc. Finalement, cet âge est plausible, car nous savons que les doses d'irradiations sont sous-estimées en raison de l'ouverture du système U/Th (*voir* sect. 4.2).

Ce niveau pourrait aussi dater du stade 7 ou encore 9, puisqu'elle serait plus vieille que la basse terrasse (+5-6 m) évaluée au 5e, et le fait que ces terrasses d'abrasion ne se retrouvent pas ailleurs, comme l'a suggéré Ortlieb (1987) lorsqu'il a tenté de dater ces dépôts. Dans ce cas-ci, un ou des mouvements verticaux auraient eu lieu entre le début du Pléistocène inférieur et la fin du Pléistocène supérieur, toujours par le biais de la faille Puerto Libertad. Une remontée de ce bloc est déjà suggérée et l'hypothèse d'une remontée verticale déjà émise dans son travail.

En ce qui concerne les bas-niveaux de +10 m et +12 m, Ortlieb a émis l'hypothèse de courtes phases de haut niveau marin-possiblement dûes à des "surges" antarctiques (*de* Hollin, 1972, dans Ortlieb, 1987), ce qui aurait permis l'édification de terrasses d'abrasion mais sans rester assez longtemps au même niveau pour permettre une accumulation de sédiments. Cela expliquerait l'absence de fossiles sur les surfaces de ces terrasses, le peu qu'il y avait ayant été immédiatement balayés. Ces deux niveaux ne sont peut-être qu'un court épisode de remontée du niveau marin, mais ne représentent en aucun cas un stade ou sous-stade interglaciaire.

Ainsi, puisque le maximum du dernier interglaciaire est accepté à +5-6 m, nous estimons que les terrasses de +10 m, +15 m et +23 m sont nécessairement plus anciennes que la basse terrasse de +6 m. La corrélation morphostratigraphique de ce niveau d'abrasion ne semble pourtant pas correspondre avec le résultat chronologique. Ces niveaux peu consolidés ne s'observent pas ailleurs sur le site d'échantillonnage, alors que l'on observe le long de la plage un niveau relativement continu de sables marins associés à la basse terrasse du S.S.I.5e. Les niveaux de +15 m et +23 m sont donc estimés plus vieux que le 5e malgré l'âge en IRSL calculé. Cela expliquerait aussi pourquoi ces niveaux sont si érodés. L'hypothèse de la

stabilité de la côte depuis le Pléistocène appuie également cette interprétation. La faille Puerto Libertad passe à l'ouest du site d'échantillonnage, mais ne semble pas avoir joué un rôle déterminant depuis le Pléistocène.

Considérant que la précision des mesures en luminescence optique est très haute et la moyenne des autres taux de *fading* de la région se situant autour de $7,8 \pm 0,8$ %/décade, nous concluons que la mesure de *fading* de SMA-2 est peu fiable. De plus, la position stratigraphique de l'échantillon SMA-2 est mal connue. L'échantillon SMA-2 consiste peut-être en un mélange de grains remaniés par la dune, certains remis à zéro et d'autres non, ce qui contribue à la variabilité élevée du signal. Finalement, puisque cet échantillon possédait un système ouvert, il y aurait donc eu une sous-estimation des doses d'irradiation reçues, et ainsi une mauvaise estimation de la valeur *g*, peut-être réellement plus élevée que le taux obtenu. L'utilisation du taux moyen du *fading* côtier de 7,8 % est appropriée car cette valeur pourrait correspondre au taux réel de SMA-2 sans la variabilité et les autres problèmes rencontrés spécifiquement avec cet échantillon (géomorphologie inconnue, remise à zéro, système ouvert, etc).

Les mesures en luminescence sur la terrasse échantillonnée au sud de la baie Libertad (BLI-1) livrent un âge de 387 ± 124 ka. Cette période indique cette fois le stade isotopique 11 mais possiblement le stade 9, considérant que l'erreur d'incertitude est très élevée à cause de l'approche de la saturation sur la courbe de croissance. La fiabilité de l'âge obtenu est grande, car la valeur *g* a été calculée à partir de ce même échantillon sur une test-dose plus élevée. Ce résultat, qui représente un âge minimum, se corrèle parfaitement avec les estimations antérieures, qui évaluaient les dépôts retrouvés au sud de la baie à un âge Pléistocène moyen à inférieur (Ortlieb, 1987). C'est sur cette plage que les dépôts les plus vieux dans la stratigraphie ont été exposés, et que des unités estimées plus vieilles, et qui n'apparaissent pas ailleurs sont observées (calcirudite à échinodermes, bioherme à huîtres géantes). Le bioherme est en discordance sur les dépôts marins plus anciens, qui pourraient donc être âgés du stade 11, 13 ou même plus vieux. L'âge calculé corrélé avec l'altitude de ces dépôts est donc fiable, et prouve que la côte n'a pas subi de mouvements verticaux depuis le Pléistocène.

La terrasse située à l'ouest de Puerto Libertad (PLI-1), à une élévation de +4 m, est datée à **165 ± 23 ka**, un âge qui ne semble pas être corrélable avec un haut niveau marin, et qui indique la période de climat froid qui suivit le 5e, où le niveau marin était sous le niveau actuel. Les deux autres mesures de *fading* effectuées avec une faible test-dose (7,3 et 7,4 %/décade) donnent des âges de 134 et 139 ka qui soutiennent l'appartenance de cet échantillon au sous-stade 5e. Ce résultat est corrélable avec l'âge de 118 ± 17 ka (5e) déterminé en U/Th par Bernat et *al.* (1980) sur une coquille de mollusque (*Dosinia ponderosa*), extraite au même endroit (voir sect. 3.2.21).

Les deux dépôts datés (BLI-1 et PLI-1) et se trouvant à la même élévation (+4 m) sont d'un âge différent. Les linéaments de Libertad sont connus dans la littérature et auraient pu rejouer et soulever la côte depuis le Pléistocène (Gastil et Krummenacher, 1977), mais les dépôts de ce secteur n'avaient jamais été datés d'une manière absolue. Les dépôts érodés et en discordance avec les dépôts du 5e ont été miraculeusement préservés à cet endroit, protégés sans doute par la baie et n'ayant pas été balayés par des crues ou autre phénomène ponctuel. Il est maintenant possible d'affirmer que ces deux dépôts sont d'un âge différent — mais que la côte n'a pas subi de mouvements verticaux majeurs depuis le Pléistocène —

La terrasse échantillonnée à Punta Chueca (PCH-1) fournit un âge final de **148 ± 20 ka** avec le taux de *fading* moyen. Cet âge n'est pas corrélable avec un stade interglaciaire. Le taux de *fading* mesuré à 7,0 ± 0,7 %/décade (faible test-dose) indique quant à lui un âge de 118 ± 13 ka, corrélable avec le sous-stade 5e. Les deux valeurs g étant similaires, nous pouvons affirmer que le taux de *fading* pour cet échantillon se situe entre 7 et 7,8 %. Un taux de *fading* entre ces deux valeurs indiquerait un âge d'environ 130 ka. Le niveau des sables interglaciaires datés ici sont extraits d'une élévation d'environ +5 m, ce qui correspond également à celle du dernier haut niveau marin il y a environ 125 ka. Cet âge est aussi corrélable avec les unités observées sur le terrain et avec le fait que la côte centrale du Sonora n'ait pas subi de mouvements verticaux majeurs depuis la fin du Pléistocène. L'hypothèse que ces dépôts datent du S.S.I.5e est vraisemblable et soutient les observations antérieures et estimations géochronologiques émises auparavant (Ortlieb, 1980, 1987, 1991a, 1991b).

Les sables indurés analysés à Bahía Kunkaak (BKU-1) avec le *fading* de $7,8 \pm 0,8$ %/décade donnent un âge de 112 ± 17 ka, indiquant, comprenant les marges d'erreurs supérieures, le sous-stade isotopique 5e. L'autre valeur g mesurée avec la faible test-dose est de $7,3 \pm 0,7$ %/décade, et l'âge calculé est de 99 ± 12 ka, qui indique le sous-stade isotopique 5c, ou alors le S.S.I.5a avec les marges d'erreurs inférieures. L'altitude de +4 m du sédiment échantillonné indique que la côte à cet endroit n'a pas subi de mouvements verticaux depuis la déposition au Pléistocène supérieur. Par contre, la séquence aura probablement subi une période d'érosion continentale puisque la *bajada* repose en discordance sur ces sables (fig. 1.10).

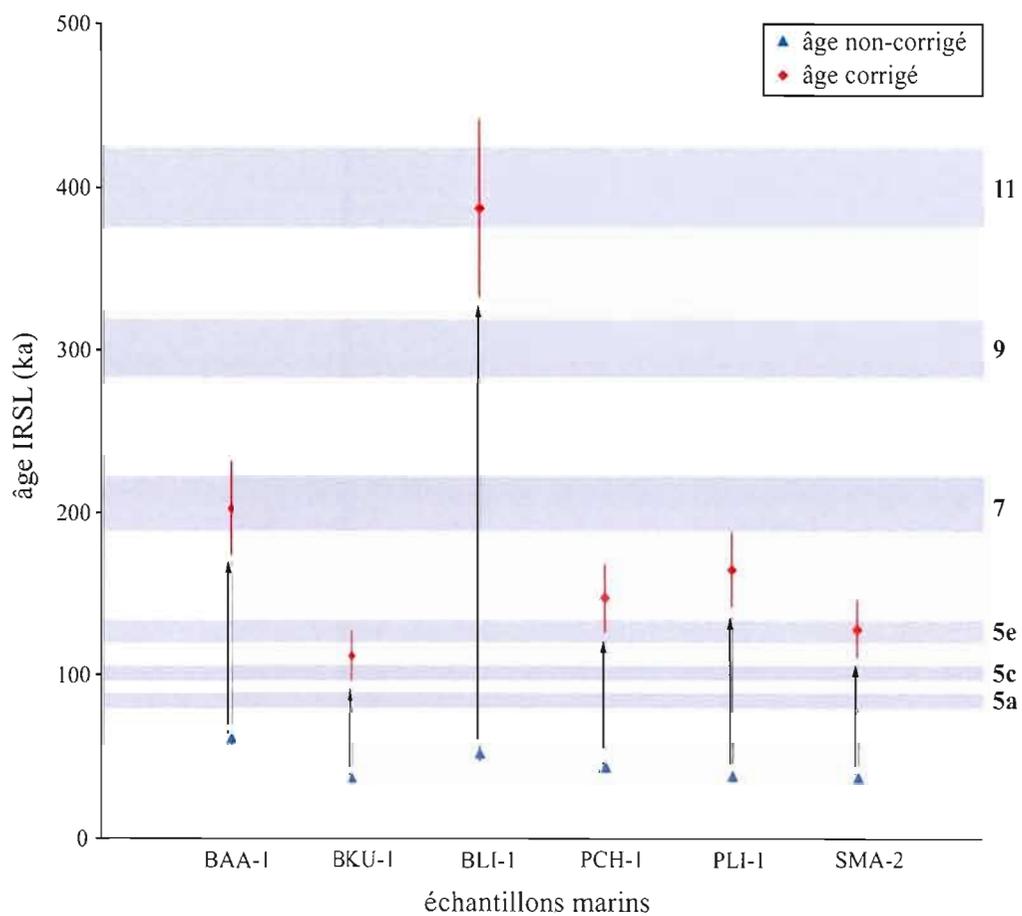


Figure 6.1. Graphique des âges IRSL des échantillons marins, non-corrigés en bleu, et des âges corrigés en rouge. Les sous-stades isotopiques 5c et 5e, comme les stades 7, 9 et 11 sont indiqués, corrélés avec les âges des terrasses marines.

6.1.2. Les roches volcaniques

Ce projet de datation en luminescence optique de roches volcaniques teste l'applicabilité de la méthode en datant l'éruption à l'origine de la couche de cendres échantillonnée du Cerro Colorado (CCO-x), en analysant et datant chaque xénolithe extrait de la même couche de tuf, ainsi que le tuf lui-même, en supposant qu'ils aient été tous assez chauffés pour que l'"horloge OSL" ait bien été remise à zéro. La figure 6.2 illustre graphiquement les âges obtenus des quatre échantillons volcaniques. Les stades isotopiques sont indiqués sur la figure mais n'expriment pas une relation de cause-à-effet.

La première roche analysée est un bloc de granite (CCO-1a), qui donne un âge de **93 ± 11 ka**. La valeur du taux de *fading* mesurée ici est très faible ($3,3 \pm 0,3$ %/décade), et non-représentative du *fading* régional qui semble sévir (7-8 %/décade), qui donnerait une valeur *g* plus élevée, donc un âge plus élevé. Ce taux est aussi le plus faible de celui des autres échantillons volcaniques, qui eux se situent autour de $5,0 \pm 0,5$ %/décade. L'âge réel de l'éruption phréatomagmatique et de la remise à zéro du bloc de granite serait donc probablement plus vieux que 93 ka. Les feldspaths potassiques de cette roche ont émis un fort signal naturel (Ln/Tn , voir app. C), homogène et en grand nombre. Mis à part le faible taux de *fading* (qui suggère un âge réel plus vieux), l'âge de 93 ± 11 ka confirme que la remise à zéro du signal a bien eu lieu, car les granites sont bien plus vieux, la dernière phase granitique régionale datant du Crétacé supérieur-Paléogène (65 Ma).

Le basalte (CCO-1b) donne un âge de **112 ± 14 ka**. Les grains de cet échantillon ont fourni moins de signal (moins de feldspaths potassiques), mais ce résultat demeure semblable au précédent (CCO-1a) et se recoupe avec les marges d'erreurs. L'information majeure qui doit en être retirée est que l'éruption du Cerro Colorado semble être d'âge sensiblement plus vieux que les estimations antérieures, et située autour de 100 ka.

L'aplite, troisième roche analysée issue des cendres du cratère (CCO-1c), est associable au granite (CCO-1a), en raison de son origine aussi magmatique, constituée de

beaucoup de feldspaths et de quartz. Elles sont semblables en dureté, en âge absolu, et enregistrent toutes deux un fort signal naturel (Ln/Tn) de valeur très proche, soit $9,20 \pm 0,22$ pour CCO-1a, et $9,24 \pm 0,15$ pour CCO-1c (tabl. 4.3). Les deux doses équivalentes correspondantes sont aussi similaires (287 et 282 Gy), et donnent des âges avant la correction du *fading* presque semblables (66 et 64 ka), ce qui constitue une réelle concordance et suggère une remise à zéro complète. Seul le taux un peu faible de CCO-1a pourrait justifier la sous-estimation de son âge réel. L'aplite fournit ainsi un âge de 117 ± 13 ka, comme les deux roches précédentes. Puisque ces deux roches ont un âge minimum de 65 Ma, Les résultats confirment l'association de la remise à zéro avec le volcanisme du Cerro Colorado.

Le tuf (CCO-1e) représente la couche de cendres elle-même du cratère. Le taux de *fading* moyen de CCO-1b et de CCO-1c ($g = 5,0 \pm 0,5$ %/décade) a été utilisé pour dater le tuf (voir sect. 5.2.4). L'âge final calculé est de 111 ± 18 ka, situé dans le même intervalle que les trois échantillons précédents.

Il existe des similitudes intéressantes entre le basalte et le tuf (CCO-1b et CCO-1e), ainsi qu'entre le granite et l'aplite (CCO-1a et CCO-1c), en ce qui concerne les mesures ainsi que les résultats, comme on peut le constater (tabl. 5.2). En effet, le granite et l'aplite possèdent tous deux beaucoup de minéraux emmagasineurs de signal (Fld-K, Qtz), des Ln/Tn semblables, ainsi que des doses annuelles également presque égales, et élevées (env. 4 Gy/ka), par rapport aux doses annuelles proches de 2 Gy/ka de CCO-1b et CCO-1e. Leur âge avant la correction est presque le même. A l'opposé, les deux échantillons qui contiennent moins de signal (CCO-1b et CCO-1e), possèdent tous deux de faibles doses annuelles, ainsi que des Ln/Tn et D_e semblables, naturels et corrigés.

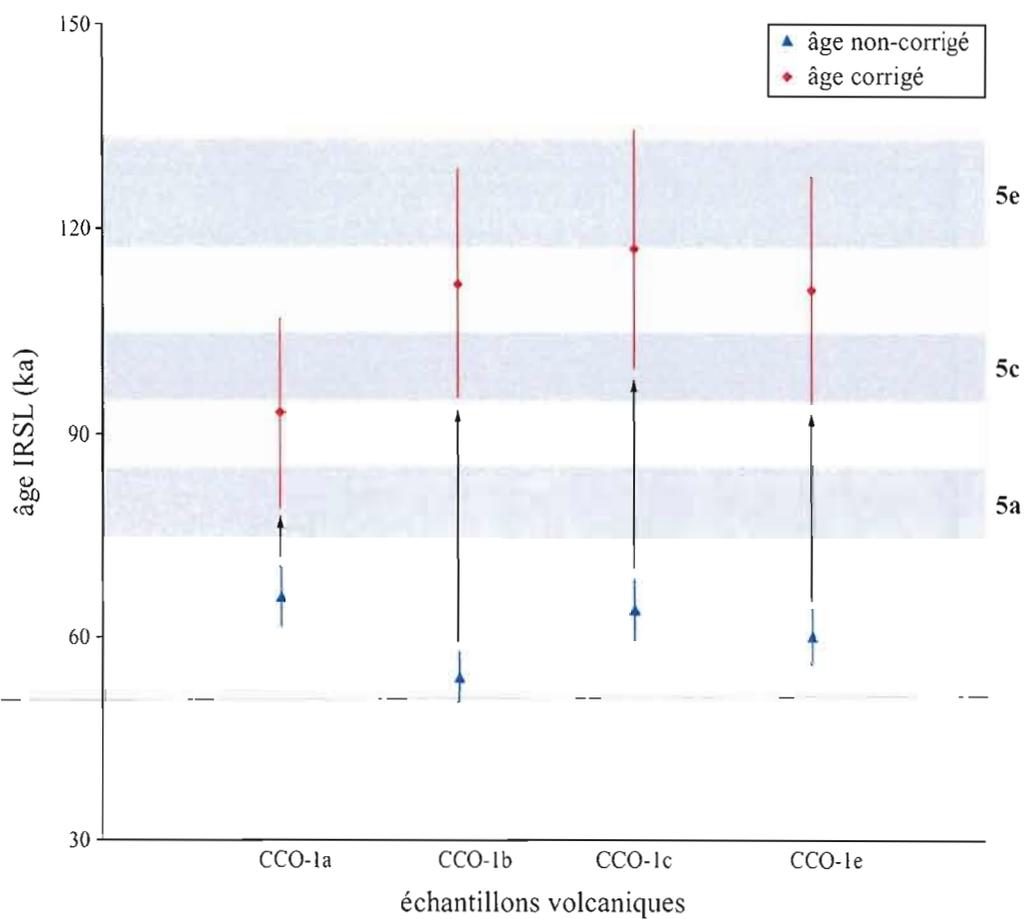


Figure 6.2. Graphique des âges des échantillons volcaniques calculés avec Ln/Tn , des âges finaux calculés avec Ln/Tn corr, et de l'âge moyen calculé à partir des 4 xénolithes. On peut observer les similitudes entre les âges "naturels" et les âges corrigés, à part l'échantillon CCO-1a, dont le taux de *fading* est relativement trop faible ($g = 3,3 \pm 0,3$ %/décade), son âge corrigé réel devrait être plus élevé.

6.2 Signification dans le contexte géotectonique régional

6.2.1 La côte du Sonora

Les résultats relatifs des datations de quelques dépôts pléistocènes datés en U/Th et en racémisation d'acides aminés par Ortlieb (1987) donnent des âges variables, interprétés comme appartenant au sous-stade 5e, sauf les dépôts au sud de Bahía Libertad, qui sont estimés plus vieux, mais dont aucun âge radiométrique ou autre n'a été publié. Egalement, les dépôts situés à Bahía Adair n'ont pas d'évaluation chronologique, même pas géomorphologique, car le substrat est inconnu et les relations entre les coupes ne sont pas claires.

Les datations en IRSL des terrasses marines de la côte du Sonora donnent, pour quatre des sites échantillonnés (SMA-2, PLI-1, PCH-1, BKU-1), des âges corrélables ou très proches du sous-stade isotopique 5e. Ces résultats, provenant de dépôts situés à +4 m, indiquent que la côte du Sonora est restée relativement stable depuis le Quaternaire, et n'a pas subi de mouvements verticaux majeurs.

Le site d'échantillonnage au sud de la baie Libertad (BLI-1) expose les dépôts les plus vieux, les résultats indiquant le Pléistocène moyen, corrélable au stade isotopique 11. Ils sont retrouvés à la même élévation que les dépôts du S.S.I.5e (+ 5m env.), mais il est pourtant établi qu'il y a 400 ka le niveau marin était situé à +20 m. On peut considérer que la côte s'est relevée localement (linéaments de Puerto Libertad?) entre le Pléistocène moyen et supérieur et que le haut de cette séquence a disparu avant le Sangamonien, mais qu'il n'y a pas eu d'autres mouvements significatifs depuis.

Le site d'échantillonnage de BAA-1 (Bahía Adair) révèle une géochronologie antérieure au dernier haut niveau marin, soit le stade isotopique 7. la terrasse se trouve à une élévation de +11 m, légèrement surélevée, mais pas depuis la déposition, ce qui indique la stabilité relative de la côte au Pléistocène, si l'on considère que les dépôts associés au 5e constituent la basse terrasse.

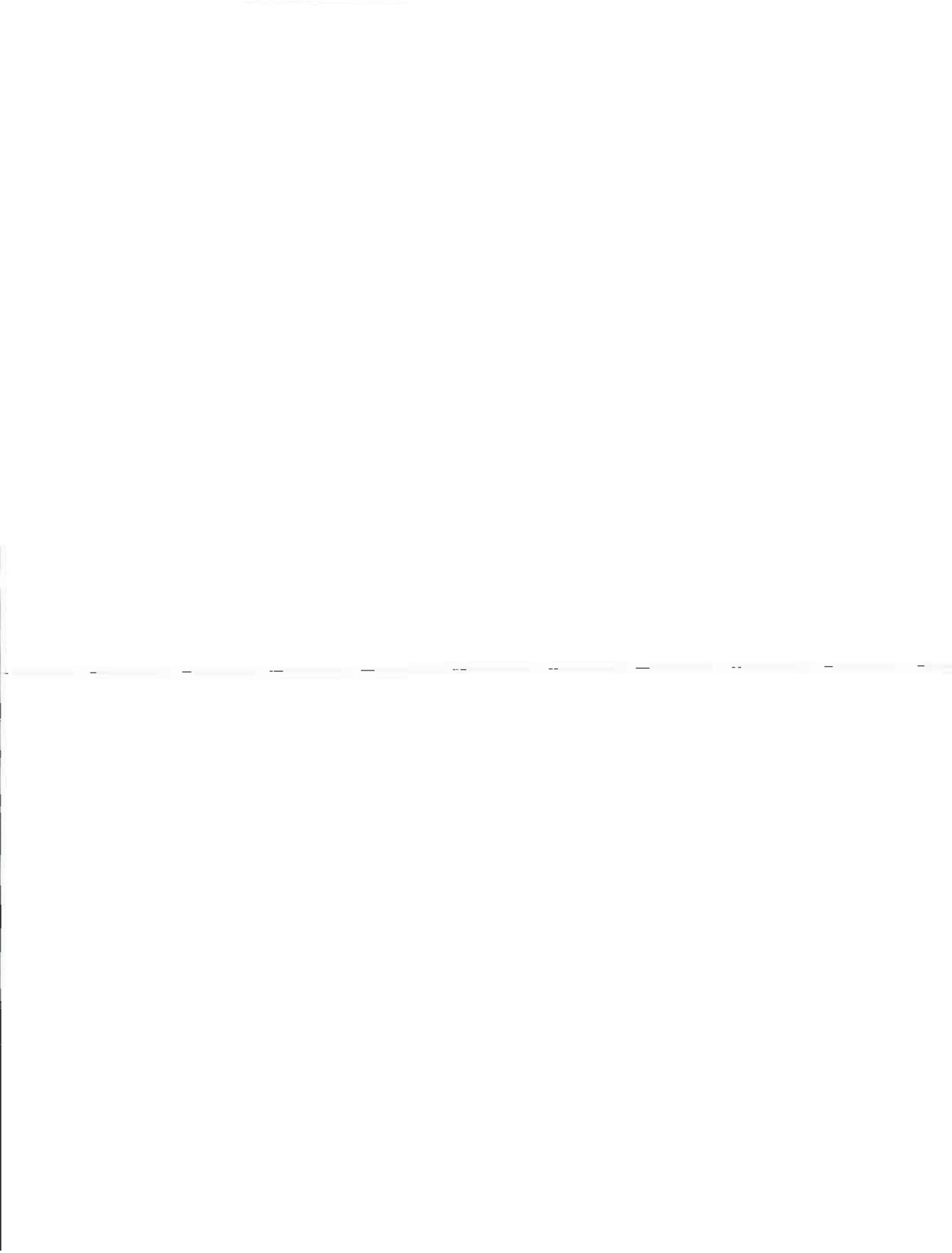
6.2.2. Le cratère du Cerro Colorado

Les âges proposés dans la littérature en ce qui concerne le cratère phréatomagmatique du Cerro Colorado sont divers. L'âge était estimé à environ 1000 ans par Yves (1956) (voir sect. 5.1). Actuellement, il est estimé à un âge minimum de 12 ± 4 ka, qui est l'âge du volcan La Laja, dont les cendres sont déposées et furent retrouvées sur celles du Cerro Colorado. C'est donc un âge minimum, car il ne peut être plus jeune.

Les résultats des datations des xénolithes du tuf du Cerro Colorado indiquent des âges IRSL semblables, soit entre 100 et 110 ka (fig. 6.2). Ces âges situent l'éruption phréatomagmatique du Cerro Colorado durant le Pléistocène supérieur. Sans faire de corrélation directe, on ne peut que remarquer l'apparente concordance des résultats avec le stade isotopique 5 (5c et 5e), à part l'âge corrigé du granite de 93 ± 11 ka (CCO-1a), calculé à partir d'un taux de *fading* estimé trop faible ($3,3 \pm 0,3$ %/décade). Étant donné que chaque roche possède ses propres caractéristiques (minéraux, âge de formation, dureté, contenu en Fld-K, etc), il ne peut s'agir d'une coïncidence si les quatre xénolithes donnent un âge indiquant le Pléistocène supérieur. Certains auteurs ont suggéré que le rio Sonoyta au Pléistocène supérieur aurait joué un rôle dans l'éruption phréatomagmatique du Cerro Colorado. Le phréatomagmatisme est un phénomène volcanique complexe, qui ne dépend que jusqu'à un certain point des nappes phréatiques. Cependant, à cette époque, il s'agit de variations très importantes du niveau marin (120 m) qui ne peuvent être négligées, et qui auraient pu être un facteur influent puisque le golfe de Californie se situe à moins de 100 km du Pinacate.

Les résultats présentés appuient fortement l'hypothèse que l'ancien cours du rio Sonoyta aurait pu être un facteur dans la distribution géographique de cratères d'origine phréatomagmatique, en ce qui concerne leur alignement est-ouest. Les cratères phréatomagmatiques du Pinacate se situent sur un arc de cercle dans le prolongement de l'ancienne direction du rio Sonoyta. L'ancienne direction de ce cours d'eau était vers l'ouest, mais comme on le voit bien sur la figure 5.1, la trajectoire du rio Sonoyta a dévié de 90° vers

le sud d'une façon subite, ce qui ne peut être un événement aléatoire. L'éruption de cratères au nord-est du Pinacate aura empêché le cours naturel du rio Sonoyta, et forcé sa déviation vers le sud, impliquant que le cratère Cerro Colorado soit le plus jeune des autres édifices volcaniques. Grâce à ces résultats, l'éruption du Cerro Colorado il y a environ 100 ka au nord du Pinacate est attestée. Si le paléo-climat dans cette région était semblable à l'Actuel, soit chaud et sec, est-ce que l'élévation du niveau marin aurait possiblement pu influencer le cours du rio Sonoyta, jusqu'à quel point, et de quelle façon?



CONCLUSION

Cette étude traite de la géochronologie de dépôts marins et volcaniques, situés dans l'état du Sonora, au nord-ouest du Mexique. La problématique principale était de pouvoir établir un lien entre les niveaux marins (donc le climat passé) et la néotectonique, en ce qui concerne les terrasses marines, et le volcanisme de type phréatomagmatique, en ce qui concerne les xénolithes du Cerro Colorado. Pour cela, six terrasses marines ont été échantillonnées et datées, ainsi que quatre xénolithes issus de la même couche de cendres d'un cratère phréatomagmatique, au nord du Sonora. La méthode de datation en luminescence optique (IRSL) est la plus appropriée pour ce travail, et son applicabilité est testée à travers ce projet innovateur.

Un âge correspondant au maximum du dernier interglaciaire est obtenu sur quatre sur six de ces dépôts marins, soit le sous-stade isotopique 5e. Un échantillon semble dater du stade 7, alors qu'un âge encore plus vieux a été obtenu pour le plus vieil échantillon (BLI-1), qui pourrait représenter le stade 9, 11, voire même 13. Cette terrasse se trouve à une élévation d'environ +4 m, et constitue les plus vieux dépôts observés sur la côte du Sonora. Puisque les dépôts marins sont exposés à une élévation (+4-5 m) qui correspond à celle existante il y a environ 125 ka, nous pouvons conclure que la côte du Sonora n'a pas subi de mouvements verticaux importants depuis le Pléistocène, malgré les failles existantes sur le terrain qui auraient pu rejouer. L'objectif principal, qui était de vérifier si la composante verticale de la néotectonique de la côte du Sonora a été active d'une façon majeure depuis le Pléistocène, a été atteint, car la stabilité relative de la côte est maintenant vérifiée.

La datation des xénolithes du Cerro Colorado fournit des âges autour de 100-110 ka. Ce sont des âges préliminaires, puisque la luminescence est une méthode récente qui implique des nouvelles expériences et essais sur la méthode. Ces résultats attestent également de la bonne remise à zéro de «l'horloge OSL». L'éruption phréatomagmatique a chauffé suffisamment les xénolithes du Cerro Colorado pour remettre le signal à zéro.

Nous soutenons l'hypothèse que l'ancien cours d'eau du rio Sonoyta ait été responsable de la localisation des cratères phréatomagmatiques, tous situés sur un axe concave au nord du Pinacate. Ainsi, le deuxième objectif est atteint, soit celui de pouvoir établir un lien entre la paléo-hydrogéologie (rio Sonoyta) et le volcanisme phréatomagmatique au Pinacate. La synchronicité de l'éruption avec les hauts niveaux marins du dernier interglaciaire devrait être retenue et testée par des travaux futurs. Ainsi, des liens potentiels pourraient être investigués en ce qui concerne la relation entre la paléoclimatologie et le phréatomagmatisme du Cerro Colorado.

La cohérence des résultats obtenus prouvent que la méthode de datation en luminescence optique de sédiments marins et de roches volcaniques est tout-à-fait adéquate et prometteuse. En ce qui concerne le Cerro Colorado, la datation de quartz et de feldspaths plagioclases des tufs du cratère devrait être faite à partir d'un nouveau programme de datation. De nouvelles études pourraient être également entreprises sur la côte du Sonora, ainsi que des comparaisons et corrélations intéressantes sur ses dépôts homologues en Basse-Californie, où les terrasses sont significativement soulevées.

La façon d'évaluer le taux de décroissance du signal de luminescence avec le temps (valeur g) est le plus gros problème de ce travail, car le phénomène du *fading* n'est pas encore bien compris, et il représente une source importante d'incertitudes. Cette étude a permis de se rendre compte que la dose utilisée en début de travail était trop faible, en raison de la récupération qui se manifeste tôt dans la mesure de *fading*. La récupération est potentiellement plus faible lorsque la dose utilisée est plus élevée, on peut donc la soustraire pour évaluer un taux de *fading* plus fiable. Le phénomène du *fading* représente encore l'obstacle le plus grand en ce qui concerne la datation de feldspaths potassiques en IRSL.

BIBLIOGRAPHIE

- AUCLAIR M., LAMOTHE M., HUOT S., *Measurement of anomalous fading for feldspar IRSL using SAR*, Radiation Measurements, Vol. 37, 2003, p. 487-492.
- AITKEN M.J., *Thermoluminescence dating*, Research Laboratory for Archaeology and the History of Art, Oxford University, England, 1985, 359 p.
- AITKEN M.J., *An introduction to Optical Dating - The dating of Quaternary Sediments by the Use of Photon-stimulated Luminescence*, Oxford University Press, 1998, 266 p.
- ARAGON-ARREOLA M., MORANDI M., MARTIN-BARAJAS A., DELGADO-ARGOTE L., GONZALEZ-FERNANDEZ A., *Structure of the rift basins in the central Gulf of California: Kinematic implications for oblique rifting*, Tectonophysics 409, 2005, p.19-38.
- ANTONIOLI F., BARD E., POTTER E.-K., SILENZI S., IMPROTA S., *215-ka History of sea-level oscillations from marine and continental layers in Argentarola Cave speleothems (Italy)*, Global and Planetary Change Vol. 43, 2004, p. 57-78.
- ARDVIDSON R.E., MUTCH T.A., *Sedimentary Patterns in and around Craters from the Pinacate Volcanic field, Sonora, Mexico : Some comparisons with Mars*, Geological Society of America Bulletin, January 1974, Vol. 85, p. 99-104.
- BALESCU S., DUMAS B., GUÉRÉMY P., LAMOTHE M., LHÉNAFF R., RAFFY J., *Thermoluminescence dating tests of Pleistocene sediments from uplifted marine shorelines along the southwest coastline of the Calabrian peninsula (southern Italy)*, Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 130, 1997, p. 25-41.
- BARDAJI T., GOY J.L., ZAZO C., HILLAIRE-MARCEL C., DABRIO C.J., CABERO A., GHALEB B., SILVA P.G., LARIO J., *Sea level and climate changes during OIS 5e in the Western Mediterranean*, Geomorphology 104, 2009, p. 22-37.
- BARRÉ M., LAMOTHE M., *Luminescence dating of archaeosediments : A comparison of K-feldspar and plagioclase IRSL ages*, Quaternary Geochronology, 2009, Vol. 5, Issues 2-3, p. 324-328.
- BEAL C.H., *Reconnaissance of the geology and oil possibilities of Baja California, Mexico*, GSA Memoir 31, 1948, 138 p.

- BERNAT M., GAVEN C., ORTLIEB L., *Datation de dépôts littoraux du dernier interglaciaire (Sangamon) sur la cote orientale du Golfe de Californie, Mexique*, Bulletin Société Géologique de France, 1980, Vol. 2, p. 219-224.
- BLOUNT G., LANCASTER N., *Development of the Gran Desierto sand sea, northwestern Mexico*, Geology, 1990, Vol. 18, No. 8, p. 724-728.
- BOUAB N., *Application des méthodes de datation par luminescence optique à l'évolution des environnements désertiques - Sahara Occidental (Maroc) et Îles Canaries (Espagne)*, Thèse de doctorat, Université du Québec à Montréal, 2001, 232 p.
- CAPUTO R., *Sea-level curves: Perplexities of an end-user in morphotectonic applications, Global and Planetary Changes*, 2007, Vol. 57, p. 417-423.
- CARRIQUIRY J.D., SANCHEZ A., CAMACHO-IBAR V.F., *Sedimentation in the northern Gulf of California after cessation of the Colorado river discharge*, Sedimentary Geology 144, 2001, p. 37-62.
- CÉLIS-GUTIÉRREZ S., *Estudio microfaunístico y paleoecológico de una sección estratigráfica entre Punta Onah y Punta Tormenta, Sonora, México* (Profession thesis in biology): Mexico, facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México, 1974, 47 p.
- CÉLIS-GUTIÉRREZ S., *Les foraminifères quaternaires des anciennes lignes de rivage de la côte de Sonora et de Basse-Californie, Mexique* (thèse de doctorat), Université Pierre et Marie Curie, 1979, 110 p.
- CÉLIS-GUTIÉRREZ S., *Estudio microfaunístico de una sección del Pleistoceno superior en la región de Puerto Libertad, Sonora*, Universidad Nacional Autónoma de México, Revista, 1980, Vol. 4, p. 76-81.
- CÉLIS-GUTIÉRREZ S., MALPICA-CRUZ V.M., *Neotectonics and sea-level variations on the Gulf of California*, Instituto de geología, Hermosillo (MX), Symposium, 1984, p. 21-23.
- CHAPPELL J., SHACKLETON N.J., *Oxygen isotopes and sea level*, Nature, 13 November 1986, Vol. 324, p. 137-140.
- COLLETTA B., ANGELIER J., CHOROWICZ J., ORTLIEB L., RANGIN C., *Fracturation et évolution néotectonique de la péninsule de Basse-Californie*, Compte Rendu Académie Science, 1981, Vol. 292, p. 1043-1048.
- CORTES P.E.A., FRANCO C.E.M., FERNANDEZ A.M.A., VERA A.E., *Geología del area volcánica del Pinacate en el desierto de Altar, Sonora, México*, Instituto Politécnico Nacional, Tesis profesional, 1976. 120 p.

- DAMON P.E., SHAFIQUILLAH M., ROLDÁN-QUINTANA J., COCHEMÉ J.-J., *El batólito laramide (90-40 Ma) de Sonora*, XV Conv. Nac. Ing. Minas Metal. Geol México, 1983, p. 63-95.
- DAVIS O.K., CUTLER A.H., MELDAHL K.H., PALACIOS-FEST M.R., SCHREIBER Jr J.F., *Quaternary geology of Bahia Adair and the Gran desierto region*, Geologic excursions through the Sonora Desert Region, Arizona Geological Survey, 1990, Special Paper 7, 32 p.
- DE DIEGO-FORBIS T., DOUGLAS R., GORSLINE D., NAVA-SANCHEZ E., MACK L., BANNER J., *Late Pleistocene (Last Interglacial) terrace deposits, Bahia Coyote, Baja California Sur, México*, Quaternary International 120, 2004, p. 29-40.
- DEMANT A., ROBIN C., *Las fases del vulcanismo en México; una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico*, Revista Instituto UNAM, 1975, p. 66-79.
- DRUMMOND, K.J., *Pacific Basin sheet of Plate-tectonic map of the circum-Pacific region: Tulsa, Okla., American Association of Petroleum Geologists*, chairman, 1981, scale 1:10,000,000.
- DUMAS B., GUÉRÉMY P., RAFFY J., *Evidence for sea-level oscillations by the "characteristic thickness" of marine deposit from raised terraces of Southern Calabria (Italy)*, Quaternary Science Reviews 24, 2005, p. 2120-2136.
- EROS J.M., JOHNSON M.E., BACKUS D.H., *Rocky shores and development of the Pliocene-Pleistocene Arroyo Blanco Basin on Isla Carmen in the Gulf of California, Mexico*, Canadian Journal of Earth Sciences 43, 2006, p. 1149-1164.
- GASTIL G., KRUMMENACHER D., *Reconnaissance geologic map of coastal Sonora between Puerto Lobos, and Bahia Kino*, GSA Maps and Charts series, 1974, No. 16, scale 1:150,000.
- GASTIL G., KRUMMENACHER D., *Reconnaissance geology of coastal Sonora between Puerto Lobos and Bahia Kino*, Geological Society of America Bulletin, 1977, Vol. 88, p. 189-198.
- GASTIL G., ORTLIEB L., *Geology of coastal Sonora between Puerto Lobos and Bahia Kino*, Geology of northwestern Mexico and Southern Arizona, Field guides and papers for GSA, 1981, p. 125-136.
- GONZÁLEZ-LEÓN C.M., VALENCIA M.A., NOGUEZ ALCANTARA B., SALVATIERRA DOMÍNGUEZ E., *Mapa geológico de Sonora, México*, escala 1:1,000,000, ERNO (UNAM), Servicios Industriales Peñoles, 2007.
- GUTMANN J.T., SHERIDAN M.F., *Geología del campo volcánico del Pinacate, Sonora, México*, Excursion 1, Mayo 1978, p. 71-94.

- GUTMANN J.T., TURRIN B.D., DOHRENWEND J.C., *Basaltic rocks from the Pinacate Volcanic field Yield Notably Young $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Ages*, Eos, Transactions, American Geophysical Union 81 (4), 2000, p. 33-37.
- GUTMANN J.T., *Strombolian and effusive activity as precursors to phreatomagmatism : eruptive sequence at maars of the Pinacate volcanic field, Sonora, Mexico*, Journal of Volcanology and Geothermal Research, Vol. 113, 2002, p. 345-356.
- GUTMANN. J.T., TURRIN B.D., *The age of Crater Elegante, a Maar in the Pinacate volcanic field, Sonora, Mexico*, Geological Society of American Abstracts with programs 38 (6), p. 32.
- GUTMANN J.T., *Geologic studies in the Pinacate volcanic field*, Journal of the Southwest 49, Summer 2007, p. 189-243.
- HELENES J., CARREÑO A.L., *Neogene sedimentary evolution of Baja California in relation to regional tectonics*, Journal of South American Earth Sciences, Vol. 12, 1999, p. 589-605.
- HENRY C.D., ARANDA-GÓMEZ J.J., *Plate interactions control-middle-late Miocene, proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range*, Tectonophysics 318, 2000, p.1-26.
- HOLLIN J.T., *Interglacial climates and Antarctic ice surges*, Quaternary Research, Vol. 2, Issue 3, 1972, p. 401-408. —
- HUNTLEY D.J., GODFREY-SMITH D.I., THEWALT M.L.W., *Optical Dating of Sediments*, Nature, 1985, Vol. 313, p. 105-107.
- HUNTLEY D.J., CLAGUE J.J., *Optical dating of tsunami-laid sands*, Quaternary Research, 1996, Vol. 46, p. 127-140.
- HUNTLEY D.J., LIAN O.B., *Determining when a sediment was last exposed to sunlight by optical dating*, A review for GSCB, 1997, p. 1-23.
- HUNTLEY D.J., LAMOTHE M., *Ubiquity of anomalous fading in K-feldspars and the measurement and correction for it in optical dating*, Canadian Journal of Earth Sciences, 2001, 38, p. 1093-1106.
- HUOT S., LAMOTHE M., *Variability of infrared stimulated luminescence properties from fractured feldspar grains*, Radiation Measurements 37, 2003, p. 499-503.
- HUOT S., *Étude détaillée de la luminescence de feldspaths de sédiments fluviaux holocènes*, Mémoire, Université du Québec à Montréal, 2003, 180 p.

- HÜTT G., JAEK I., TCHONKA J., Optical dating : K-feldspars optical response stimulation spectra, *Quaternary Science reviews*, 1988, Vol. 7, p. 381-385.
- IVES R.L., *High sea level of the Sonoran shore*, *American Journal of Science*, 1951, Vol. 249, p. 215-233.
- IVES R.L., *Age of Cerro Colorado Crater, Pinacate, Sonora, Mexico*, *Transactions, American Geophysical Union* 37 (2), 1956, p. 221-223.
- IVES R.L., *Shell dunes of the Sonoran shore*, *American Journal of Science*, 1959, Vol. 257, No. 6, p. 449-457.
- IVES R.L., *The Pinacate region, Sonora, Mexico*, *Occasional papers of the California Academy of Sciences*, 1964, No. 47, 43 p.
- KASPER-ZUBILLAGA J.J., CARRANZA-EDWARDS A., *Grain size discrimination between sands of desert and coastal dunes from northwestern Mexico*, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* Vol. 22, 2005, No. 3, p. 383-390.
- KASPER-ZUBILLAGA J.J., ACEVEDO-VARGAS B., MORTON BERMEA O., ORTIZ ZAMORA G., *Rare earth elements of the Altar Desert dune and coastal sands, Northwestern Mexico*, *Geochemistry*, 2006, p. 1-15.
- KAUFMAN A. BROECKER W.S., KU T.L., THURBER D.L., *The status of U-series methods of molluscs dating*, *Geochim. Cosmochim. Acta* 35 (1971), pp. 1155-1183.
- LAMOTHE M., BALESCU S., AUCLAIR M., *Natural IRSL intensities and apparent luminescence ages of single feldspar grains extracted from partially bleached sediments*, *Radiation Measurements*, Vol. 23, Issues 2-3, 1994, p. 555-561.
- LAMOTHE M., *Datation par les méthodes de luminescence des feldspaths des milieux sédimentaires: le problème de la remise à zéro*, *Géographie Physique et Quaternaire*, 1996, Vol. 50, No. 3, p. 365-376.
- LAMOTHE M., AUCLAIR M., *A solution to anomalous fading and age shortfalls in optical dating of feldspar minerals*, *Earth and Planetary Science Letters*, 1999, Vol. 171, p. 319-323.
- LAMOTHE M., AUCLAIR M., *The fadia method : a new approach in luminescence dating using the analysis of single feldspar grains*, *Radiation Measurement* 32, 2000, p. 433-438.
- LAMOTHE M., DULLER G.A.T., HUOT S., WINTLE A.G., *Measuring a laboratory dose in feldspar using SAR*, in *First North American Luminescence Dating Workshop*, 2001, Tulsa, United States, abstracts with program, p. 14.

- LAMOTHE M., AUCLAIR M., HAMZAOUI C., HUOT S., *Towards a prediction of long-term anomalous fading of feldspar IRSL*, Radiation Measurements 37, 2003, p. 493-498.
- LAMOTHE M., *Optical dating of pottery, burnt stones, and sediments from selected Quebec archaeological sites*, Canadian Journal of Earth Sciences 41, 2004, p. 659-667.
- LAMOTHE M., *Anomalous fading corrections in IRSL dating of feldspar – Review and perspectives*, 1st Asian Pacific Conference on Luminescence dating, UQAM, 2008, présentation POWERPOINT.
- LANCASTER N., *Origins and sedimentary features of supersurfaces in the northwestern Gran desierto Sand Sea*, Spec. Publs Int. Ass. Sediment 16, 1993, p. 71-83.
- LANCASTER N., *Origin of the Gran Desierto sand sea, Sonora, Mexico: Evidence from dune morphology and sedimentology*, Desert Aeolian Processes, 1995, p.11-35.
- LEDESMA-VÁSQUEZ J., *A gap in the Pliocene invasion of seawater to the Gulf of California*, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 2002, Vol. 19, No. 3, p. 145-151.
- LEDESMA-VÁSQUEZ J., JOHNSON M.E., BACKUS D.H., MIRABAL-DAVILA C., *Evolución costera de un depósito de barrera transgresivo a terraza marina en Isla Coronados, Baja California Sur, México*, Ciencias Marinas, 2007, Vol. 33, p. 335-351.
- LIZARRALDE D., AXEN G. J., BROWN H. E., FLETCHER J. M., GONZALEZ-FERNANDEZ A., HARDING A. J., HOLBROOK W. S., KENT G. M., PARAMO P., SUTHERLAND F., UMHOEFER P.J., *Variation in styles of rifting in the Gulf of California*, Nature, Vol. 448, juillet 2007, p. 466.
- LYNCH D.J., *Genesis and geochronology of alkaline volcanism in the Pinacate volcanic field, northwestern Sonora, Mexico*. PhD Thesis, 1981, Univ. Arizona, 251 p.
- LYNCH D.J., MUSSELMAN T.E., GUTMANN J.T., PATCHETT P.J., *Isotopic evidence for the origin of Cenozoic volcanic rocks in the Pinacate volcanic field, northwestern Mexico*. Lithos, 1993, 29, p. 295-302.
- MALPICA-CRUZ V., ORTLIEB L., CASTRO DEL RIO A., *Transgresiones cuaternarias en la costa de Sonora*, Universidad nacional Autónoma de México, 1978, Revista, Vol. 2, No. 1, p. 90-97.
- MC GEE W.J., JOHNSON W.D., *Seriland*, National Geographic Magazine, 1896, Vol. 8, p. 125-133.
- MERRIAM R., *Source of Sand Dunes of Southeastern California and Northwestern Sonora, Mexico*, Geological Society of America Bulletin, Vol. 80, March 1969, p. 531-534.

- MUHS D.R., KENNEDY G.L., ROCKWELL T.K., *Uranium-Series Ages of Marine Terrace Corals from the Pacific Coast of North America and Implications for Last-Interglacial Sea Level History*, *Quaternary Research* 42, 1994, p. 72-87.
- MUHS D.R., HOLLIDAT V.T., *Evidence of Active Dune Sand on the Great Plains in the 19th Century from Accounts of Early Explorers*, *Quaternary Research* 43, 1995, p. 198-208.
- MUHS D.R., *Evidence for the Timing and Duration of the Last Interglacial period from high-precision Uranium-Series Ages of Corals on tectonically stable coastlines*, *Quaternary Research*, 2002, Vol. 58, p. 36-40.
- MUHS D.R., SIMMONS K.R., KENNEDY G.L., LUDWIG K.R., GROVES L.T., *A cool eastern Pacific Ocean at the close of the Last Interglacial complex*, *Quaternary Science Reviews* 25, 2006, p. 235-262.
- MURRAY A.S., ROBERTS R.G., WINTLE A.G., *Equivalent dose measurement using a single aliquot of quartz*, *Radiation Measurements*, Vol. 27, Issue 2, 1997, p. 171-184.
- MURRAY A.S., WINTLE A.G., *Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol*, *Radiation Measurements*, Vol. 32, Issue 1, 2000, p. 57-73.
- OLSON S.L., HEARTY P.J., *A sustained + 21 m sea-level highstand during MIS 11 (400 ka): Direct fossil and sedimentation evidence from Bermuda*, *Quaternary Science Review*, 2008, p. 1-15.
- ORTLIEB L., MALPICA-CRUZ V., *Reconnaissance des dépôts pléistocènes marins autour du Golfe de Californie, Mexique*, *Cahiers ORSTOM, Sér. Géologie*, 1978, Vol. 10, No. 2, p. 177-190.
- ORTLIEB L., *Terrasses marines dans le nord-ouest mexicain : étude au long d'une transversale entre la côte pacifique et le Sonora en passant par la péninsule de Basse-Californie*, *International Symposium on coastal evolution in the Quaternary*, 1979, Sao Paulo, Brazil, p. 453-474.
- ORTLIEB L., *Neotectonics from marine terraces along the gulf of California*, in N.A. Mörner, ed., *Earth rheology; isostasy and eustasy*: New-York, Wiley Interscience Publications, 1980, p. 497-504.
- ORTLIEB L., GASTIL R.G., *Geology of coastal Sonora between Puerto Lobos and Bahia Kino*, *Geology of Northwestern Mexico and Southern Arizona, Field guides and papers for GSA*, 1981, p. 60-72.

- ORTLIEB L., *Recent investigations on Quaternary geology of the coast of Central Sonora, Mexico*, Geology of Northwestern Mexico and Southern Arizona, Field guides and papers for GSA, 1981, p. 137-149.
- ORTLIEB L., *La ligne de rivage du dernier interglaciaire autour de la péninsule de Basse-Californie et en Sonora (Mexique) : Reconnaissance générale et implications néotectoniques*, Cahiers ORSTOM, 1981-1982, Sér. Géologie, Vol. 12, No. 2, p. 103-113.
- ORTLIEB L., HILLAIRES-MARCEL C., *Geological field trip across the coast of Sonora*, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Hermosillo, México, 1984, p. 275-293.
- ORTLIEB L., *Néotectonique et variations du niveau marin au Quaternaire dans la région du Golfe de Californie, Mexique*, in Études et thèses ORSTOM, Paris, Université Aix-Marseille II, 1987, 2 vol., 779 p. + 442 p.
- ORTLIEB L., *Quaternary Vertical Movements Along the Coasts of Baja California and Sonora*, in Dauphin, J.P., and Simoneit, B.R.T., eds, *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*: Tulsa, American Association of petroleum Geologists Memoir 47, 1991a, Chap. 22, p. 448-480.
- ORTLIEB L., *Quaternary shorelines along the northeastern Gulf of California; Geochronological data and neotectonic implications*, in Studies of Sonoran Geology, Pérez-Segura E. et Jacques-Ayala C., 1991b, Geological Society of America, Special Paper 254 p. 95-120. — — — — —
- PAZ-MORENO F.A., DEMANT A., *Las rocas máficas: características mineralógicas y geoquímicas del evento volcánico Pinacate, campo volcánico El Pinacate, NW de Sonora, México*, III Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, 2002, Puerto Vallarta, p. 238.
- PAZ-MORENO F.A., DEMANT A., *Petrology and geochemistry of a plio-quaternary intracontinental plate volcanic system: the Pinacate volcanic field northwestern Sonora, Mexico*, IAVCEI General Assembly, 2004, Pucón, Chile, résumés sur CD.
- PEDOJA K., ORTLIEB L., DUMONT J.F., LAMOTHE M., GHALEB B., AUCLAIR M., LABROUSSE B., *Quaternary coastal uplift along the Talara arc (Ecuador, Northern Peru) from new marine terrace data*, Marine Geology 228, 2006, p. 73-91.
- PUENTE C., DE LA PEÑA A., *Geology of the Cerro Prieto geothermal field*, Geothermics, Vol. 8, 1979, p. 155-175.
- QUÉRÉ S., *Référentiel Indo-Atlantique : une nouvelle vision de la tectonique des plaques et de la dynamique terrestre*, conférence universitaire, Université du Québec à Montréal, 2008.
- ROBERTS R.G., *Luminescence dating in archaeology: from origins to optical*. Radiation

- Measurements 27, 1997, p. 819-892.
- SHACKLETON N.J., OPDYKE N.D., *Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperature and ice volumes on a 10^5 Year time scale and on a 10^5 Year time scale*, 1973, Quaternary Research, Vol. 3, p. 39-55.
- SHACKLETON N.J., OPDYKE N.D., *Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V28-239, late Pliocene to latest Pleistocene*, 1976, GSA Memoir 145, p. 449-464.
- SHACKLETON N.J., IMBRIE J., HALL M.A., *Oxygen and carbon isotope record of East Pacific core V19-30: implications for the formation of deep water in the late Pleistocene North Atlantic*, Earth and Planetary Science Letters, Vol. 65, Issue 2, 1983, p. 233-244.
- SHACKLETON N.J., CHAPPELL J., *The ocean deep water oxygen isotope record and the New Guinea sea level record*, EOS, 1985, Vol. 66, No. 18, p. 293.
- SHACKLETON N.J., CHAPMAN N., SANCHEZ-GONI M.F., PAILLER D., LANCELOT Y., *The Classic Marine Isotope Substage 5e*, Quaternary research, 2002, Vol. 58, p. 14-16.
- SHAKEL D.W., HARRIS K.M., *Potsherd evidence for minimum age of Cerro Colorado Crater, Pinacate volcanic field, Northwestern Sonora, Mexico*, Geological Society of America Abstracts with Programs, 1972, 4 (6): p. 408.
- SLATE J.L., BULL W.B., KU T-L., SHAFIQUZZAH M., LYNCH D.J., HUANG Y-P., *Soil-carbonate genesis in the Pinacate volcanic field, Northwestern Sonora, Mexico*, Quaternary research, 1991, Vol. 35, Issue 3, p. 400-416.
- SPOONER N.A., *On the optical dating signal from quartz*, Radiation Measurements, Vol. 23, Issues 2-3, p. 1994, p. 593-600.
- STOPPATO M.C., BINI A., *Déserts: Les 50 plus beaux sites du monde*, Delachaux et Niestlé, 2003, Paris, 249 p.
- STIRLING C.H., ESAT T.M., LAMBECK K., MC CULLOCH M.T., BLAKE S.G., LEE D.-C., HALLIDAY A.N., *Orbital Forcing of the Marine Isotope Stage 9 Interglacial*, Science, 2001, Vol. 291, p. 290-292.
- STUMP T.E., *Some Pleistocene facies and faunas of coastal Sonora and Tiburon Island, Mexico*, Geology of northwestern Mexico and Southern Arizona, Field guides and papers for GSA, 1981, p. 125-136.
- TURRIN B.D., GUTMANN J.T., SWISHER C.C., *A 13 ± 3 ka age determination of a tholeiite, Pinacate volcanic field, Mexico, and improved methods for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of young basaltic rocks*, Journal of volcanology and Geothermal Research, 2008, Vol. 177, p. 848-856.

- VISOCEKAS R., *La luminescence de la calcite après irradiation cathodique: thermoluminescence et luminescence par effet tunnel*, Ph.D. Thesis, 1979, Université Pierre et Marie Curie, Paris.
- VIDAL SOLANO J.R., *Le volcanisme hyperalcalin d'âge Miocène moyen du nord-ouest du Mexique (Sonora) : minéralogie, géochimie, cadre géodynamique*, Thèse de doctorat, Université Paul Cezanne, 2005, Marseille, 256 p.
- VIDAL VILLEGAS J.A., MUGUIA OROZCO L., MENDEZ FIGEROA I., FARFAN SANCHEZ F.J., OROZCO LEON L.R., GALVEZ VALDES J.O., *Los sismos de Cerro Prieto de febrero 2008: valle Mexicali, Baja California, reporte preliminar*, Resúmenes, Geos, 2008, Vol. 28, No. 2, p. 69.
- WINTLE, A. G., *Anomalous Fading of Thermoluminescence in Mineral Samples*, Nature 245, 1973, p. 143-144.
- WINTLE A.G., HUNTLEY D.J., *Thermoluminescence dating of deep-sea sediment core*, Nature, 1979, Vol. 279, p. 143-144.
- WINTLE A.G., *InfraRed-Stimulated Luminescence dating of sediments*, Radiation Measurement, 1994, Vol. 23, p. 607-612.

Références Internet

www.usgs.com

www.desertmuseum.org

www.earth.google.com

www.sciencedirect.com

APPENDICE A

ANALYSES DES DIX ÉCHANTILLONS AU MICROSCOPE À BALAYAGE (MEB) ET
ÉVALUATION DU CONTENU EN POTASSIUM DES GRAINS TRAITÉS

ÉCHANTILLON BAA-1

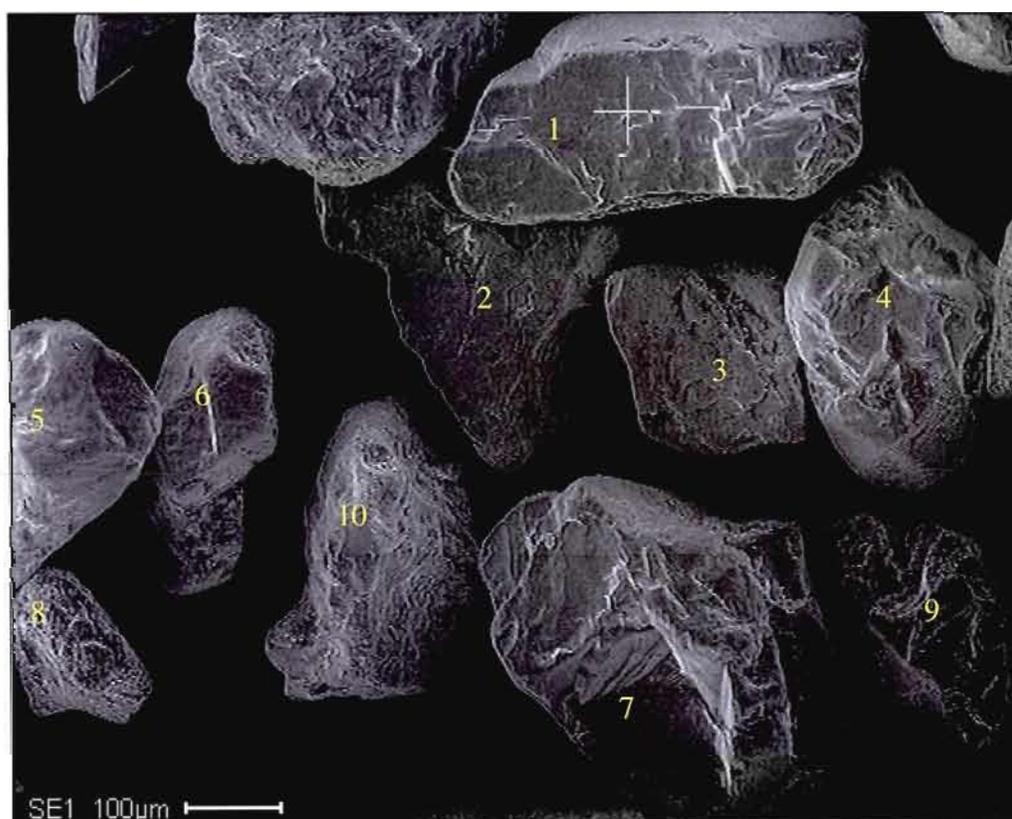
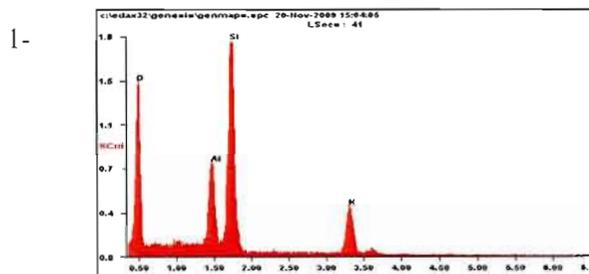
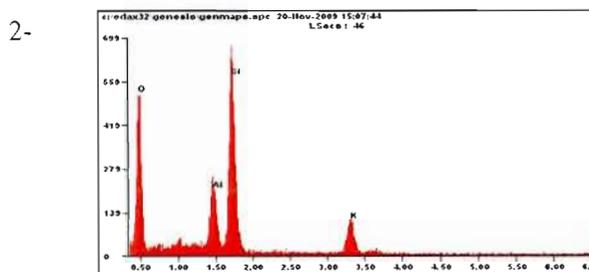


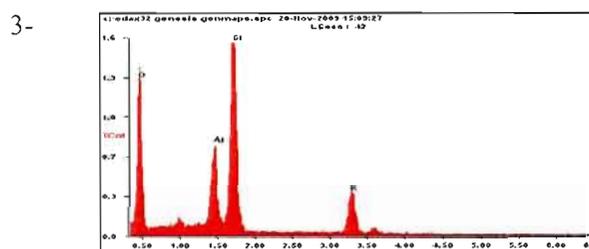
Figure A.1. Photo au microscope électronique à balayage (MEB) des grains traités de l'échantillon BAA-1 (125-250 μm). Les grains analysés sont numérotés en jaune. Ils sont pour la plupart (90%) des feldspaths potassiques dans le cas de cet échantillon.



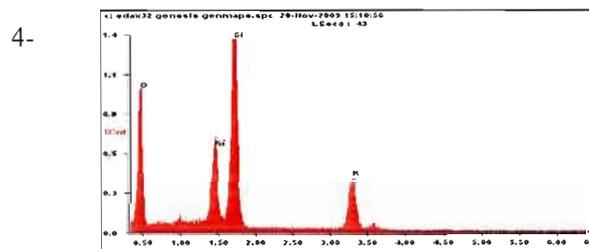
Elément	Wt%	At%
O	39,77	55,15
Al	10,97	09,02
Si	35,39	27,96
K	13,87	07,87



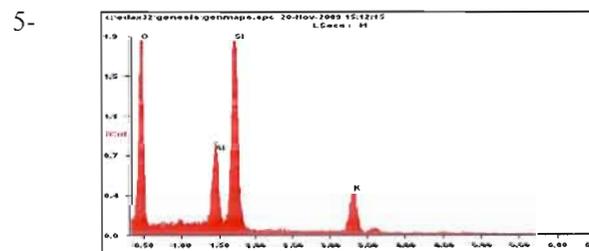
Elément	Wt%	At%
O	42,23	57,55
Al	10,94	08,84
Si	34,26	26,60
K	12,57	07,01



Elément	Wt%	At%
O	38,77	54,05
Al	11,77	09,73
Si	35,87	28,48
K	13,58	07,75

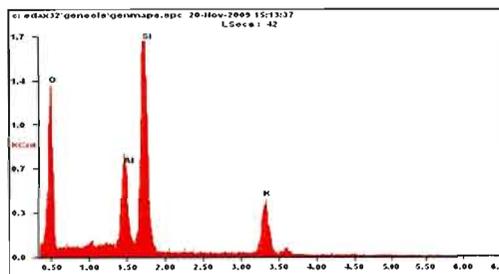


Elément	Wt%	At%
O	35,95	51,27
Al	11,43	09,67
Si	36,49	29,65
K	16,13	09,41



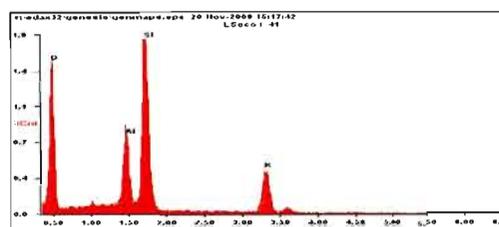
Elément	Wt%	At%
O	44,11	59,40
Al	10,67	08,52
Si	33,17	25,45
K	12,05	06,64

6-



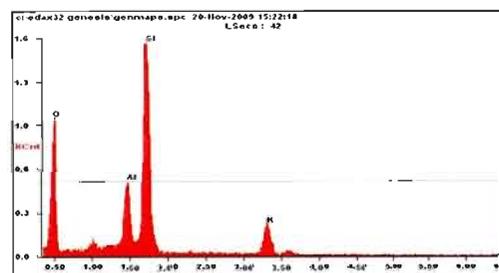
Elément	Wt%	At%
O	38,39	53,70
Al	11,27	09,35
Si	36,23	28,87
K	14,11	08,08

7-



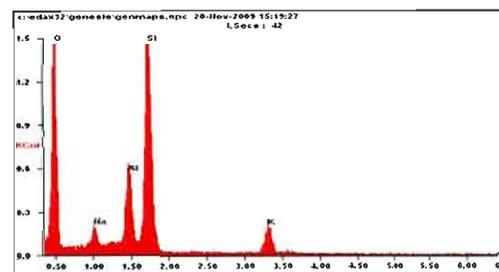
Elément	Wt%	At%
O	40,31	55,70
Al	11,59	09,49
Si	34,37	27,05
K	13,72	07,76

8-



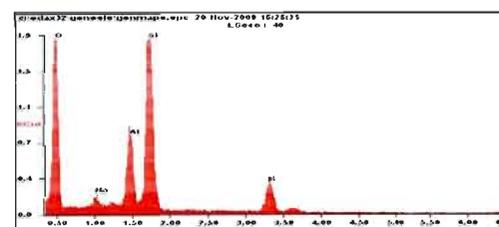
Elément	Wt%	At%
O	36,15	50,86
Al	10,86	09,06
Si	42,36	33,95
K	10,63	06,12

9-



Elément	Wt%	At%
O	42,53	56,75
Na	04,26	03,96
Al	11,20	08,86
Si	34,98	26,59
K	07,04	03,84

10-



Elément	Wt%	At%
O	44,27	59,06
Na	01,55	01,44
Al	10,89	08,61
Si	33,90	25,77
K	09,39	05,13

ÉCHANTILLON BKU-1

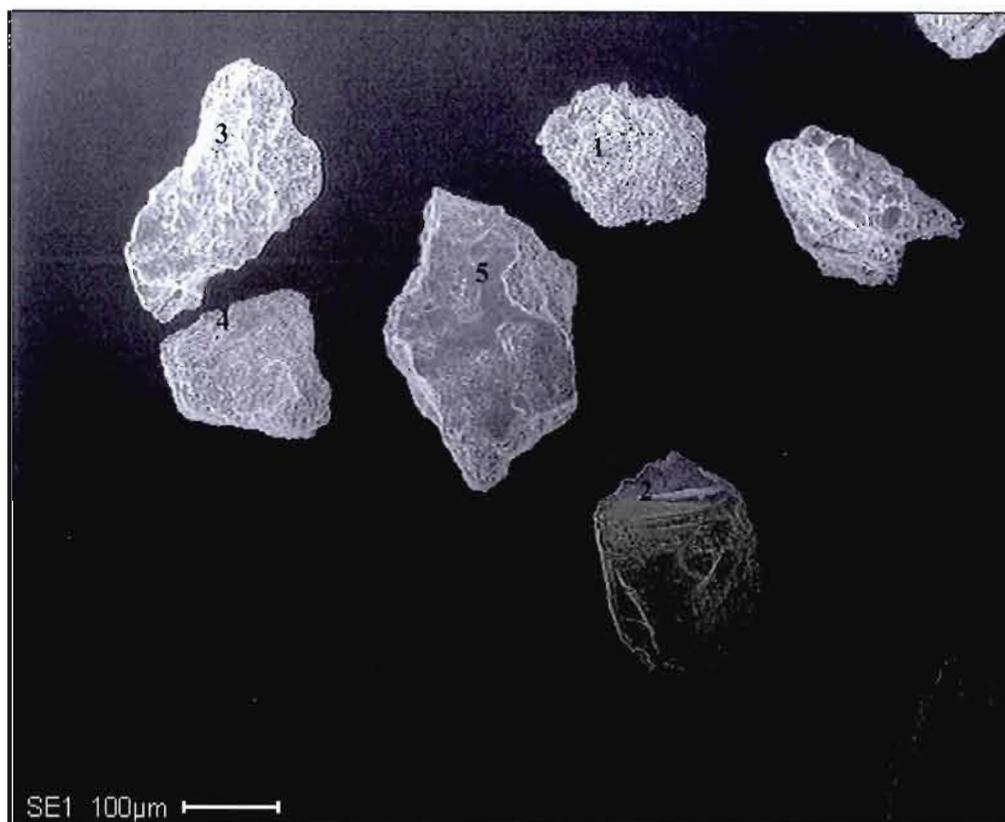
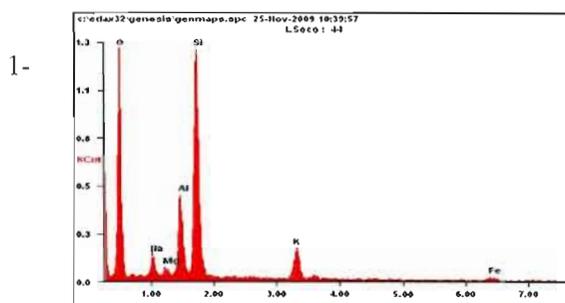
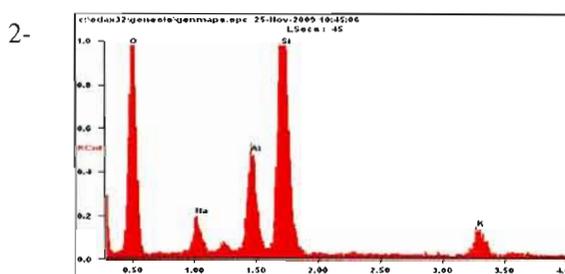


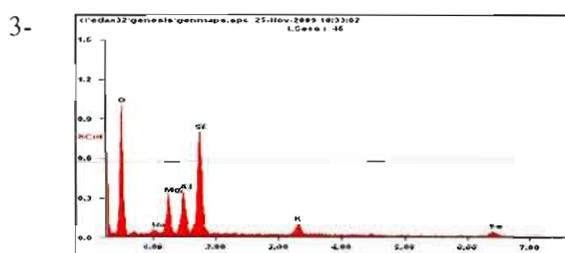
Figure A.2. Photo au microscope électronique à balayage de grains traités (numérotés en noir) de l'échantillon BKU-1 (125-250 μm).



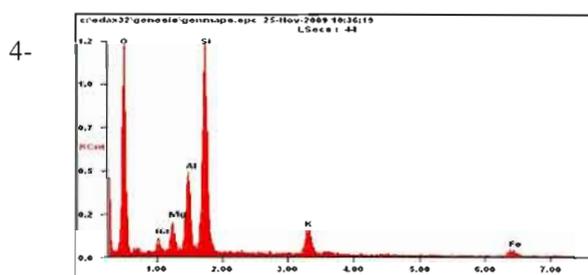
Elément	Wt%	At%
O	44,12	58,91
Na	03,53	03,28
Mg	01,60	01,40
Al	10,60	08,39
Si	30,39	23,11
K	07,11	03,89
F	02,66	01,02



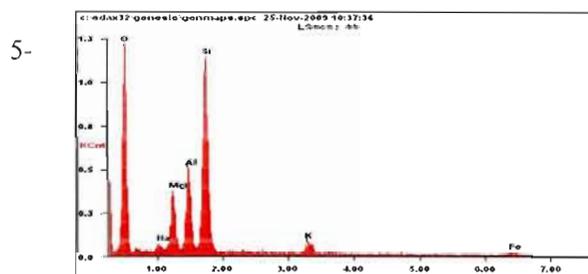
Elément	Wt%	At%
O	43,01	57,10
Na	04,51	04,16
Al	11,38	08,96
Si	35,03	26,48
K	06,07	03,30



Elément	Wt%	At%
O	39,92	54,89
Na	01,98	01,90
Mg	08,82	07,98
Al	11,11	09,05
Si	26,63	20,85
K	04,67	02,62
Fe	06,88	02,71



Elément	Wt%	At%
O	41,42	56,68
Na	02,23	02,12
Mg	04,01	03,61
Al	10,95	08,89
Si	29,55	23,03
K	06,13	03,43
Fe	05,71	02,24



Elément	Wt%	At%
O	42,96	57,23
Na	01,27	01,18
Mg	07,52	06,59
Al	11,76	09,29
Si	29,80	22,62
K	03,29	01,79
Fe	03,40	01,30

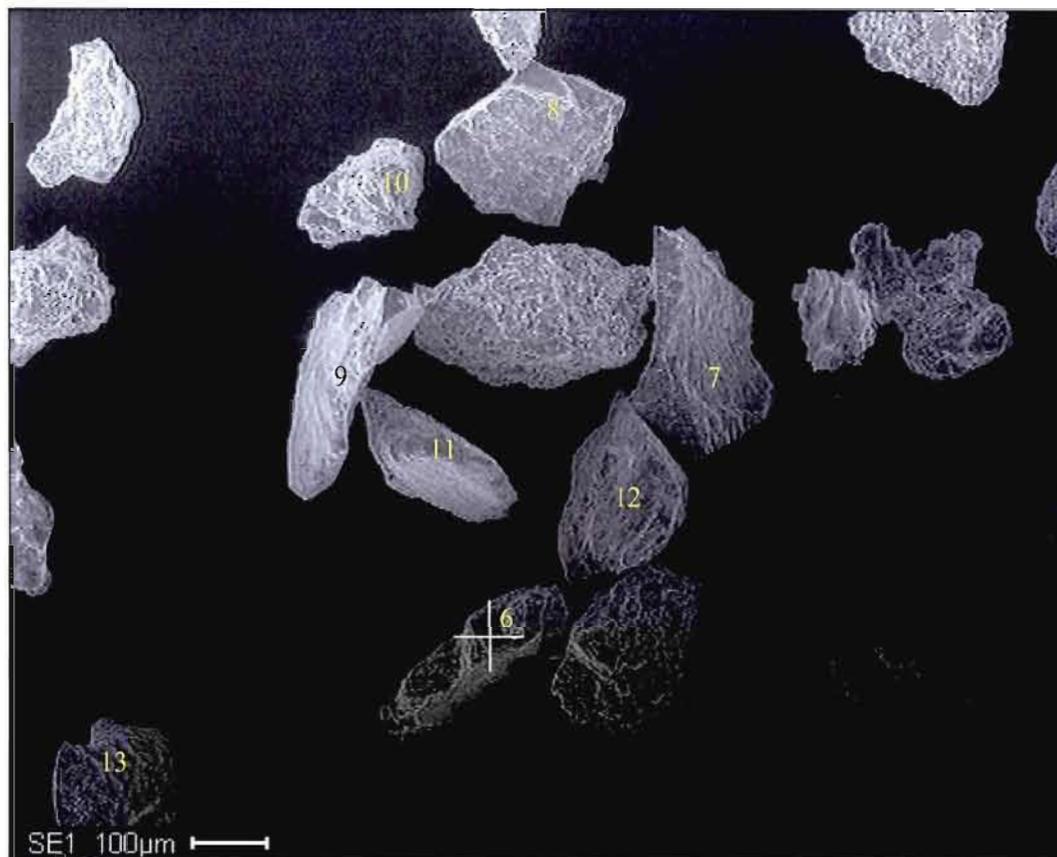
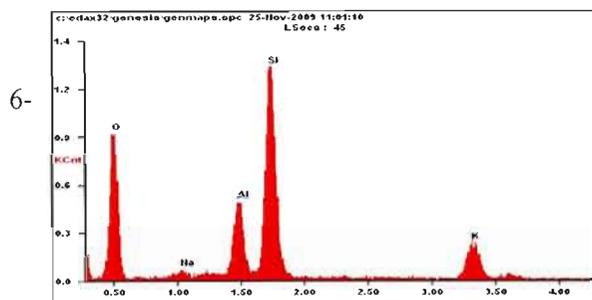
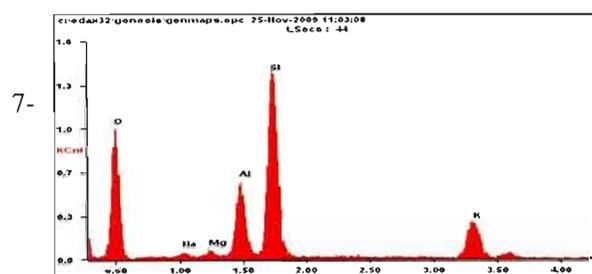


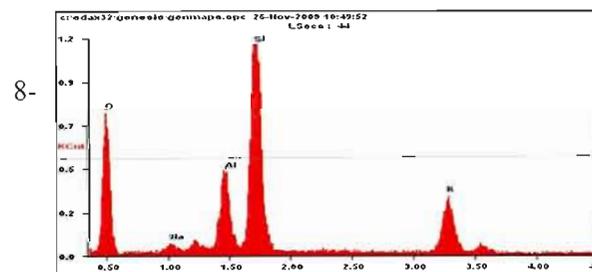
Figure A.3. Photo au microscope électronique à balayage de grains traités (numérotés en jaune) de l'échantillon BKU-1 (125-250 μm).



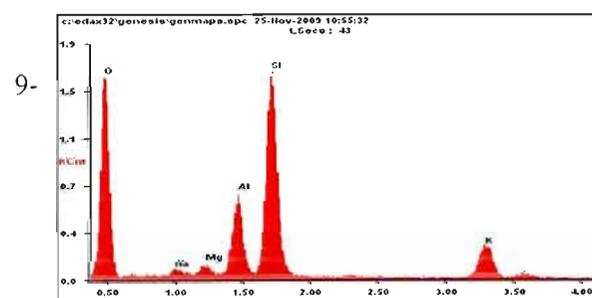
Elément	Wt%	At%
O	41,23	56,27
Na	01,16	01,10
Al	11,29	09,14
Si	34,85	27,09
K	11,46	06,40



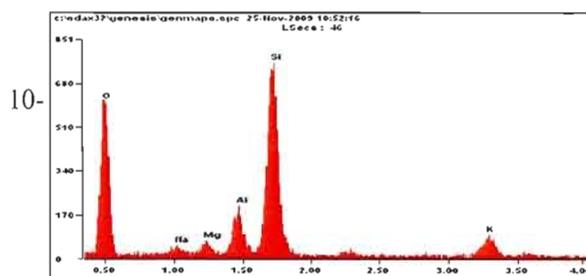
Elément	Wt%	At%
O	39,33	54,35
Na	01,22	01,18
Mg	01,27	01,15
Al	11,49	09,41
Si	33,87	26,66
K	12,81	07,24



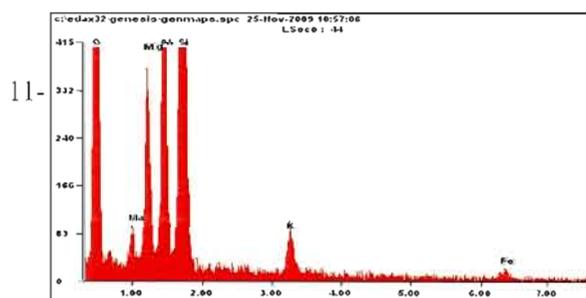
Elément	Wt%	At%
O	36,58	51,66
Na	01,75	01,72
Al	10,96	09,18
Si	35,94	28,91
K	14,77	08,53



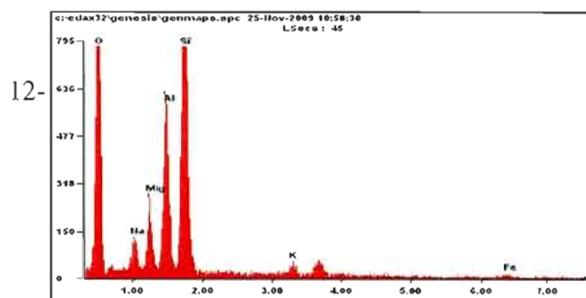
Elément	Wt%	At%
O	46,08	60,76
Na	01,22	01,12
Mg	01,53	01,33
Al	10,74	08,40
Si	31,12	23,38
K	09,31	05,02



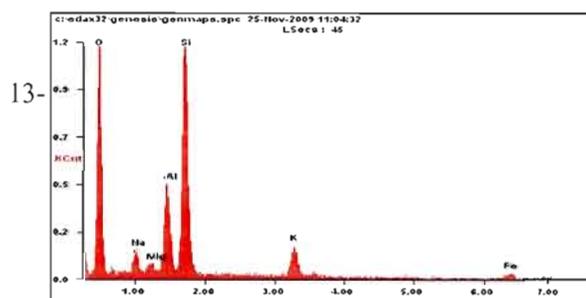
Elément	Wt%	At%
O	44,81	59,25
Na	01,46	01,34
Mg	02,03	01,77
Al	07,42	05,82
Si	37,04	27,90
K	07,24	03,92



Elément	Wt%	At%
O	46,27	60,47
Na	01,28	01,16
Mg	06,84	05,88
Al	10,62	08,23
Si	28,76	21,41
K	03,20	01,71
Fe	03,03	01,13



Elément	Wt%	At%
O	44,32	58,06
Na	03,33	03,04
Mg	05,00	04,31
Al	13,32	10,34
Si	30,22	22,55
K	01,67	00,89
Fe	02,15	00,81



Elément	Wt%	At%
O	41,85	56,95
Na	03,56	03,37
Mg	01,87	01,68
Al	10,55	08,51
Si	31,09	24,10
K	06,43	03,58
Fe	04,65	01,81

ÉCHANTILLON BLI-1

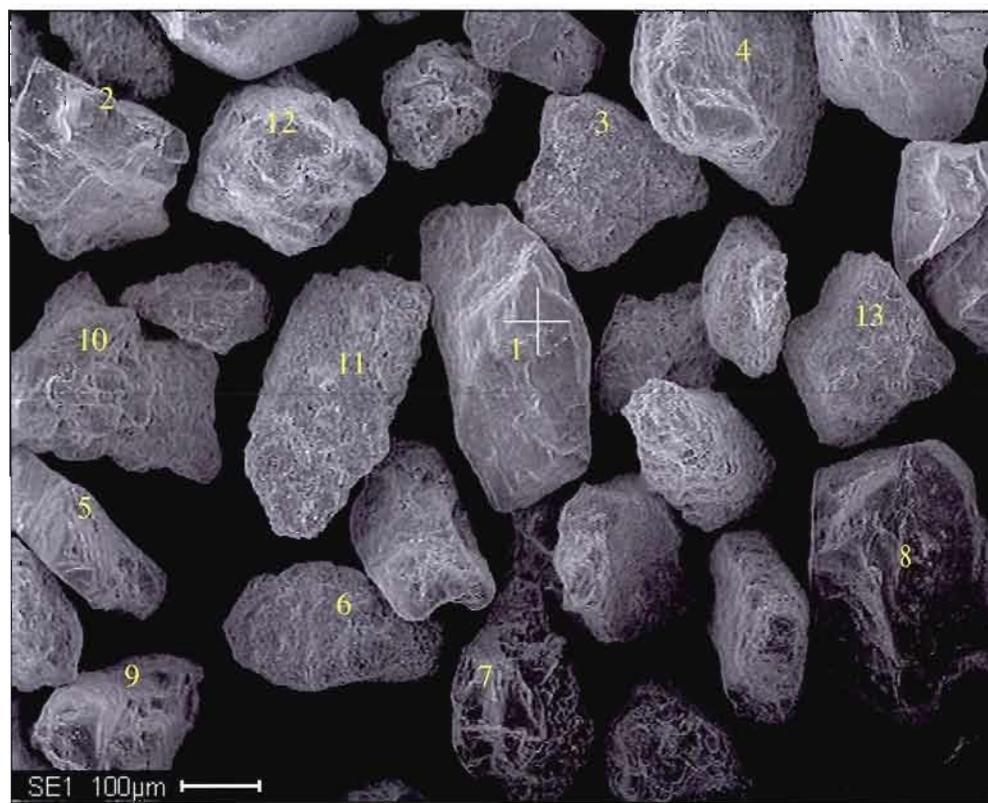
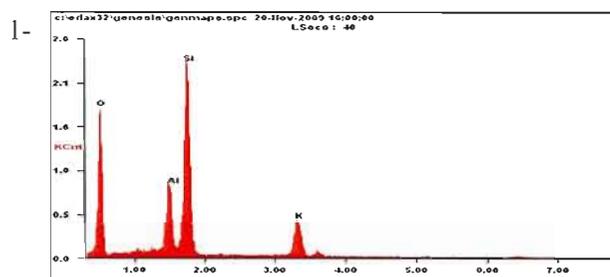
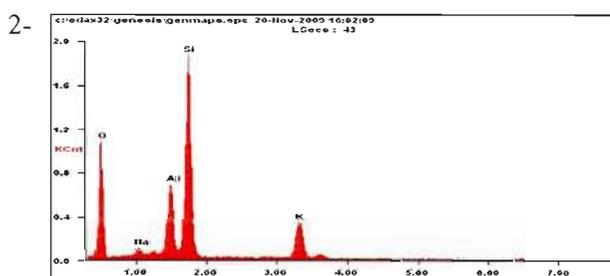


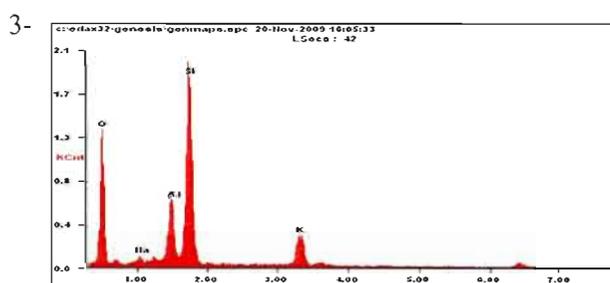
Figure A.4. Photo au microscope électronique à balayage de grains traités (numérotés en jaune) de l'échantillon BLI-1 (125-250 μm).



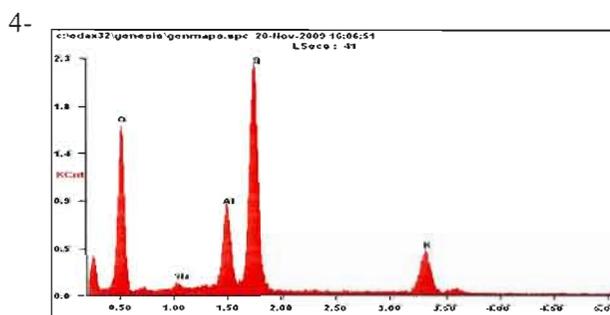
Elément	Wt%	At%
O	42,08	57,36
Al	11,34	09,17
Si	34,24	26,59
K	12,33	06,88



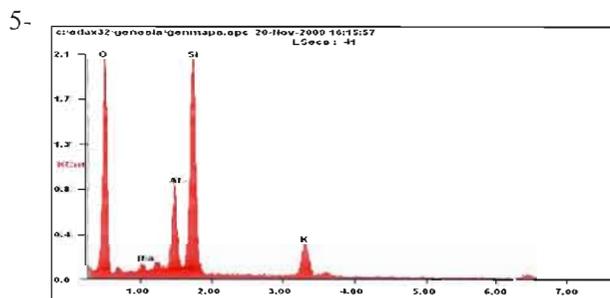
Elément	Wt%	At%
O	36,88	51,86
Na	01,49	01,46
Al	11,95	09,97
Si	36,01	28,84
K	13,67	07,87



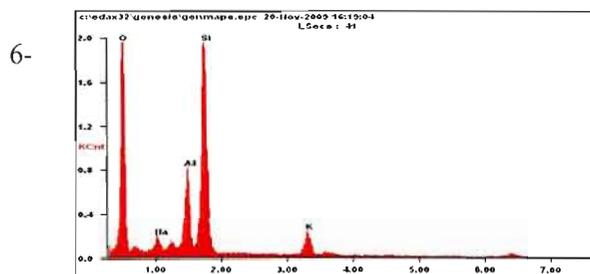
Elément	Wt%	At%
O	39,42	54,26
Na	01,59	01,53
Al	10,99	08,97
Si	37,23	29,19
K	10,76	06,06



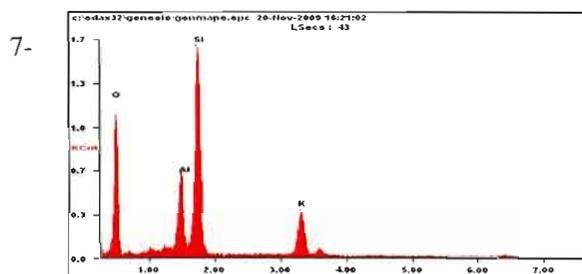
Elément	Wt%	At%
O	40,68	55,75
Na	01,29	01,23
Al	11,51	09,36
Si	34,48	26,91
K	12,04	06,75



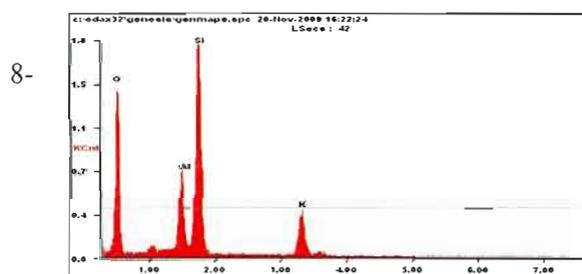
Elément	Wt%	At%
O	45,20	59,77
Na	02,29	02,11
Al	11,41	08,95
Si	32,67	24,61
K	08,43	04,56



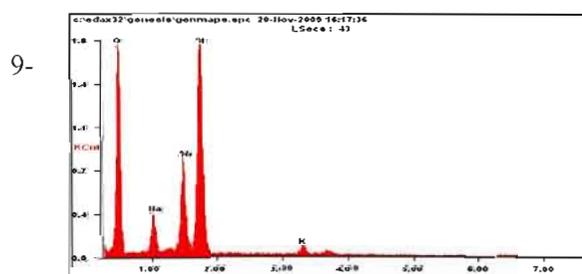
Elément	Wt%	At%
O	46,16	60,40
Na	02,65	02,42
Al	10,77	08,35
Si	34,20	25,49
K	06,22	03,33



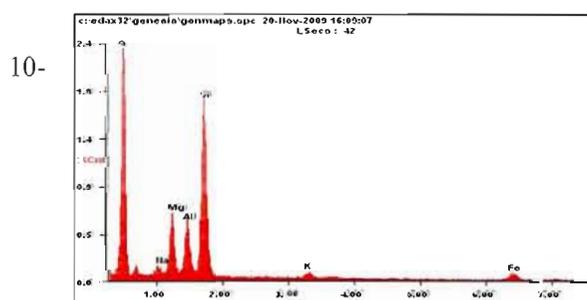
Elément	Wt%	At%
O	39,01	54,30
Al	11,88	09,81
Si	35,55	28,18
K	13,55	07,72



Elément	Wt%	At%
O	41,60	56,80
Al	11,34	09,18
Si	35,27	27,43
K	11,79	06,59

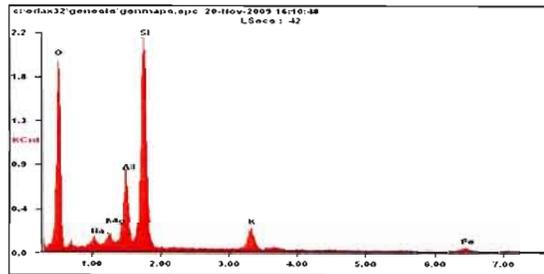


Elément	Wt%	At%
O	42,41	55,80
Na	06,67	06,11
Al	12,96	10,11
Si	35,78	26,81
K	02,17	01,17



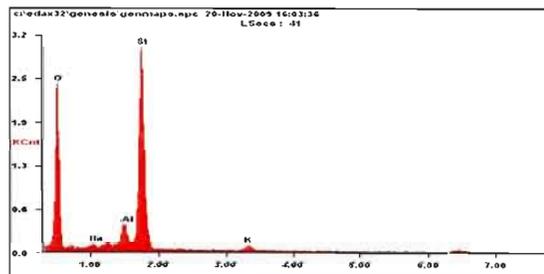
Elément	Wt%	At%
O	42,79	57,89
Na	01,56	01,46
Mg	08,50	07,57
Al	08,49	06,81
Si	28,75	22,16
K	01,65	00,92
Fe	08,26	03,20

11-



Elément	Wt%	At%
O	39,91	54,82
Na	02,44	02,33
Mg	02,49	02,25
Al	10,85	08,84
Si	34,39	26,90
K	05,65	03,18
Fe	04,27	01,68

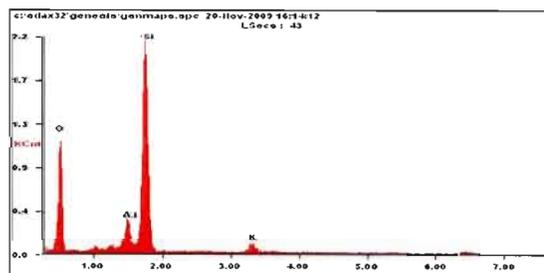
12-



Elément	Wt%	At%
O	46,12	60,01
Na	02,21	02,00
Al	06,03	04,65
Si	43,30	32,09
K	02,35	01,25

Qtz

13-



Elément	Wt%	At%
O	39,56	53,82
Al	06,86	05,53
Si	49,53	38,39
K	04,05	02,25

ÉCHANTILLON CCO-1a
GRANITE

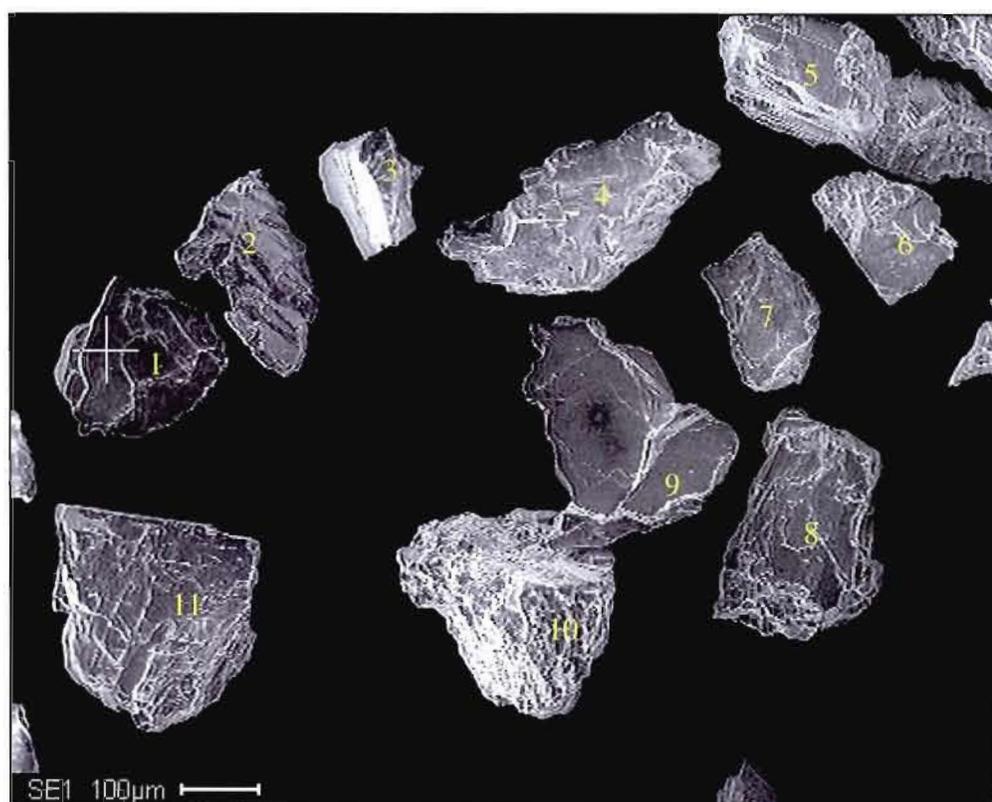
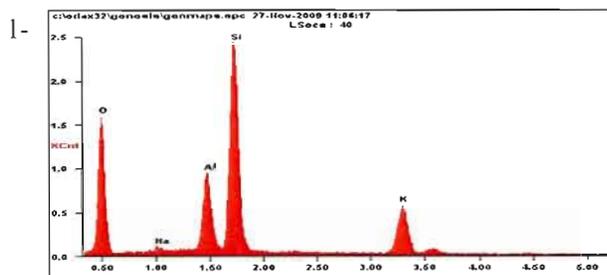
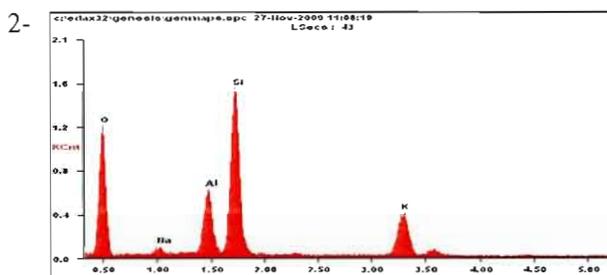


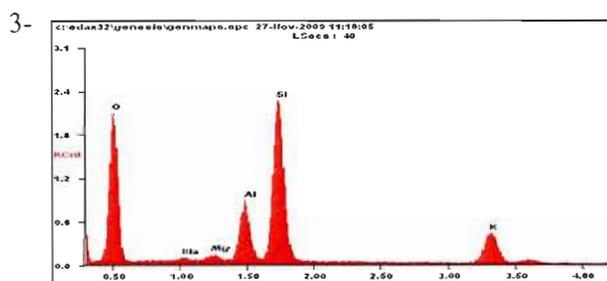
Figure A.5. Photo au microscope électronique à balayage de grains traités (numérotés en jaune) de l'échantillon CCO-1a; une roche granitique extraite de la couche de cendres (125-250 μm).



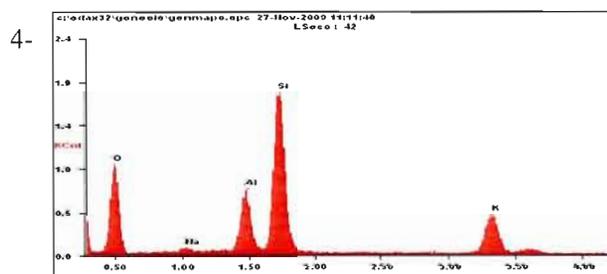
Elément	Wt%	At%
O	37.04	51.85
Na	01.93	01.88
Mg	01.41	01.29
Al	11.19	09.29
Si	35.34	28.18
K	13.10	07.51



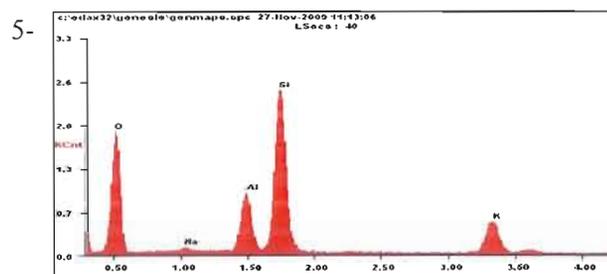
Elément	Wt%	At%
O	42,39	57,94
Na	01,06	01,01
Al	10,49	08,50
Si	30,94	24,09
K	15,11	08,45



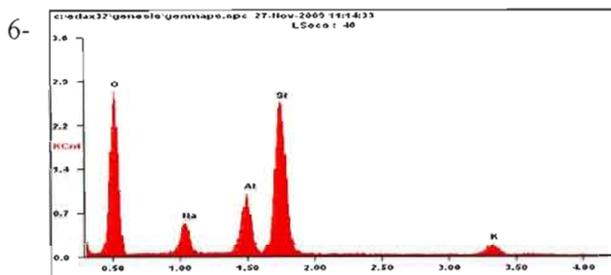
Elément	Wt%	At%
O	46,66	61,65
Na	00,63	00,58
Mg	01,03	00,90
Al	09,91	07,76
Si	30,81	23,19
K	10,95	05,92



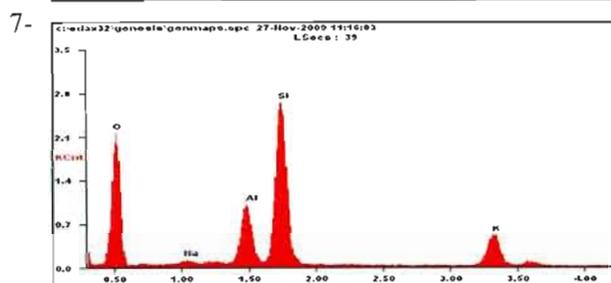
Elément	Wt%	At%
O	36,88	52,08
Na	01,54	01,51
Al	11,56	09,68
Si	34,55	27,79
K	15,48	08,94



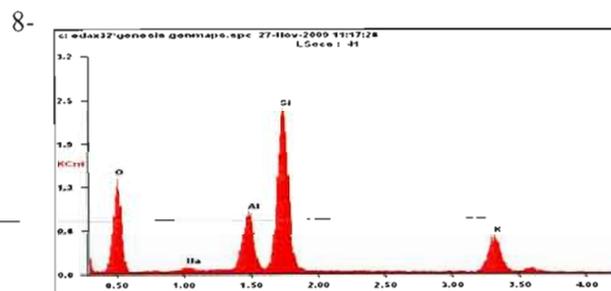
Elément	Wt%	At%
O	42,67	57,86
Na	01,04	00,98
Al	11,02	08,86
Si	33,05	25,53
K	12,22	06,78



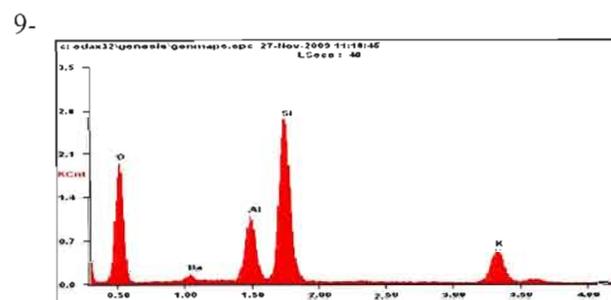
Elément	Wt%	At%
O	45,66	59,16
Na	07,32	06,60
Al	11,12	08,54
Si	32,03	23,64
K	03,88	02,06



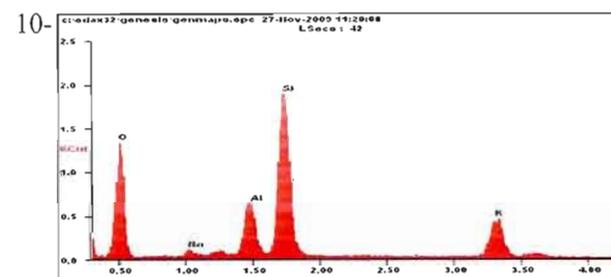
Elément	Wt%	At%
O	43,53	58,56
Na	01,68	01,57
Al	11,05	08,81
Si	32,36	24,80
K	11,38	06,26



Elément	Wt%	At%
O	37,52	52,71
Na	00,90	00,88
Al	11,54	09,62
Si	35,66	28,53
K	14,38	08,26

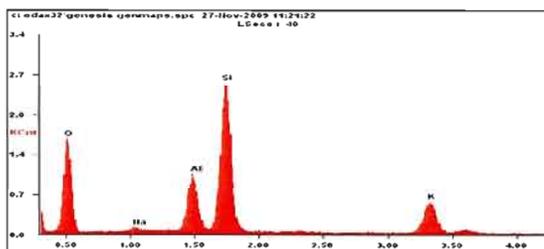


Elément	Wt%	At%
O	42,28	57,41
Na	01,24	01,17
Al	11,56	09,30
Si	32,86	25,42
K	12,06	06,70



Elément	Wt%	At%
O	40,66	55,96
Na	01,88	01,80
Al	10,21	08,34
Si	33,03	25,90
K	14,22	08,01

11-



Elément	Wt%	At%
O	39,80	54,93
Na	01,56	01,50
Al	11,69	09,56
Si	33,81	26,58
K	13,14	07,42

ÉCHANTILLON CCO-1b

BASALTE

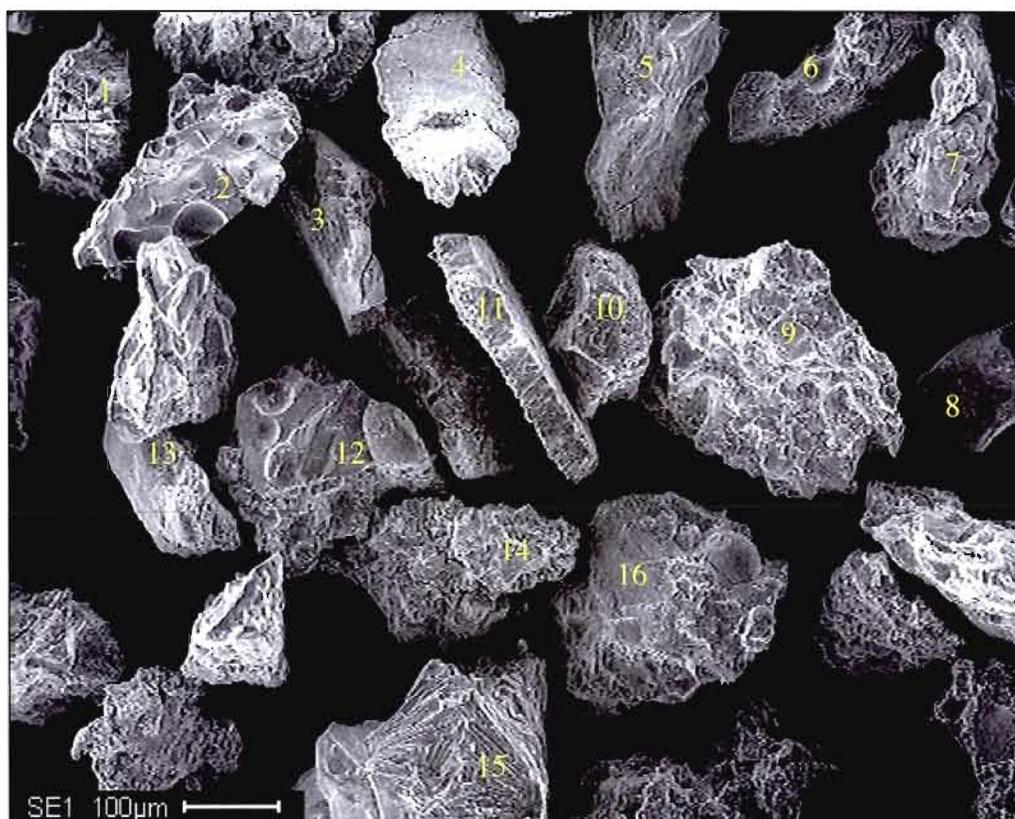
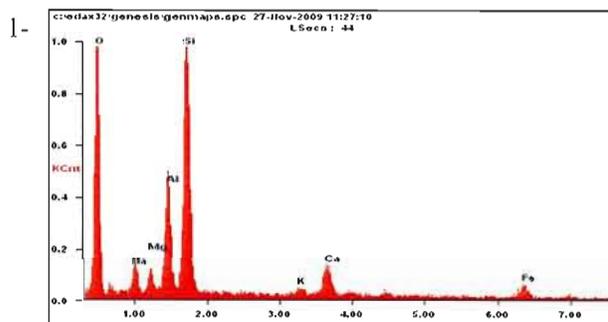
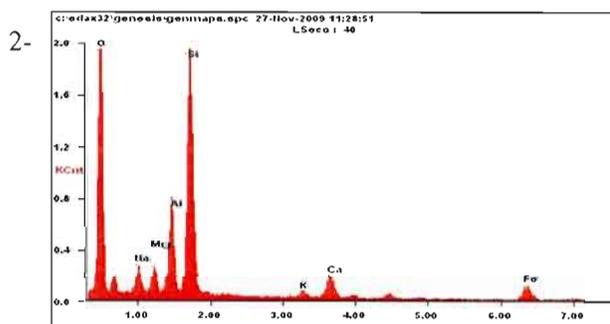


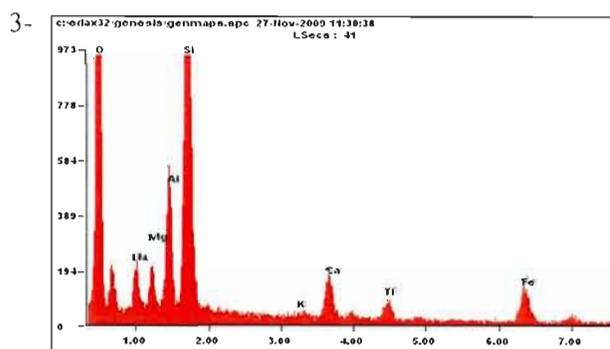
Figure A.6. Photo au microscope électronique à balayage de grains traités (numérotés en jaune) de l'échantillon CCO-1b (125-250 μm). On peut observer les bulles de gaz dans les grains.



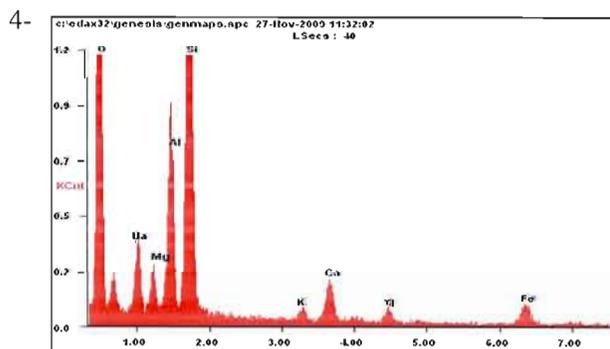
Elément	Wt%	At%
O	37,64	53,47
Na	03,69	03,65
Mg	02,69	02,51
Al	11,11	09,36
Si	28,69	23,22
K	01,41	00,82
Ca	05,98	03,39
Fe	08,78	03,58



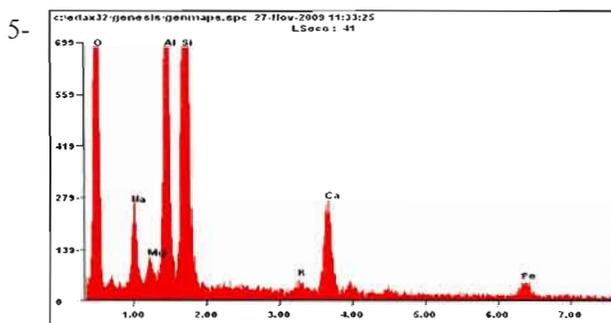
Elément	Wt%	At%
O	41,50	57,96
Na	03,25	03,16
Mg	02,87	02,63
Al	08,93	07,40
Si	26,65	21,20
K	01,14	00,65
Ca	04,66	02,60
Fe	11,00	04,40



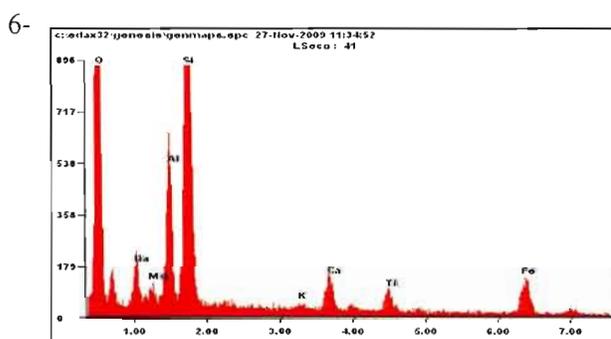
Elément	Wt%	At%
O	41,75	59,44
Na	02,69	02,66
Mg	02,14	02,00
Al	06,59	05,56
Si	25,47	20,66
K	00,57	00,33
Ca	04,03	02,29
Ti	03,03	01,44
Fe	13,73	05,60



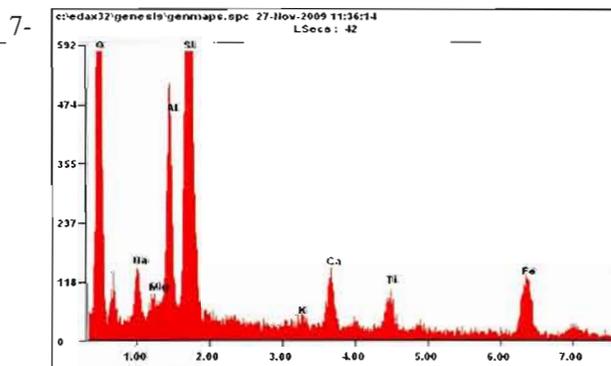
Elément	Wt%	At%
O	43,86	60,12
Na	03,90	03,72
Mg	01,94	01,75
Al	09,44	07,67
Si	25,14	19,63
K	01,02	00,57
Ca	04,06	02,22
Ti	02,10	00,96
Fe	08,54	03,35



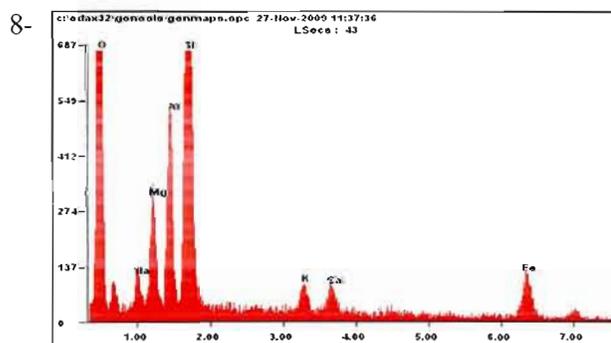
Elément	Wt%	At%
O	36,79	51,86
Na	03,98	03,90
Mg	01,65	01,53
Al	15,16	12,67
Si	28,94	23,24
K	00,86	00,50
Ca	07,62	04,29
Fe	05,00	02,02



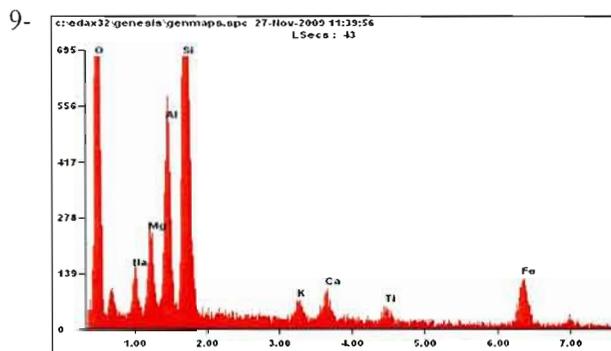
Elément	Wt%	At%
O	40,61	58,04
Na	03,26	03,24
Mg	01,37	01,29
Al	07,95	06,73
Si	26,57	21,63
Ca	03,40	01,94
Ti	03,36	01,60
Fe	13,48	05,52



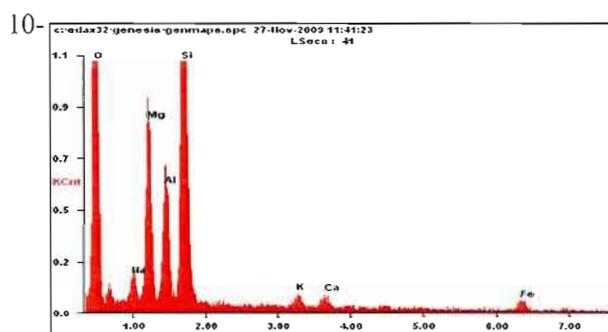
Elément	Wt%	At%
O	34,41	52,17
Na	03,28	03,46
Mg	01,70	01,70
Al	08,17	07,34
Si	26,63	23,00
K	00,85	00,53
Ca	03,80	02,30
Ti	04,28	02,17
Fe	16,87	07,33



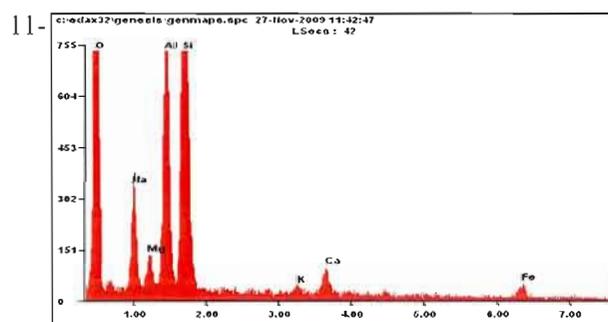
Elément	Wt%	At%
O	35,69	52,21
Na	02,36	02,40
Mg	05,13	04,94
Al	08,27	07,17
Si	29,29	24,41
K	02,20	01,32
Ca	02,45	01,43
Fe	14,61	06,12



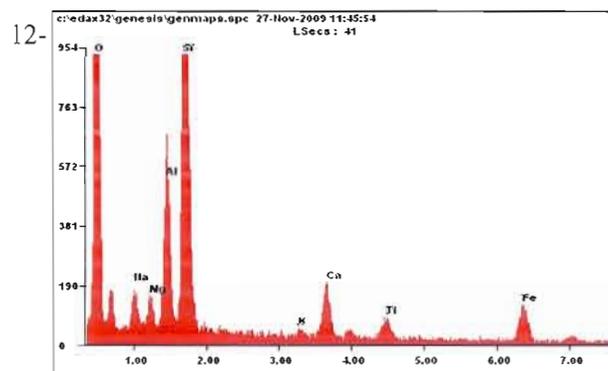
Elément	Wt%	At%
O	36,01	52,91
Na	02,75	02,81
Mg	03,97	03,84
Al	08,87	07,72
Si	27,76	23,23
K	01,60	00,96
Ca	02,28	01,34
Ti	02,00	00,98
Fe	14,76	06,21



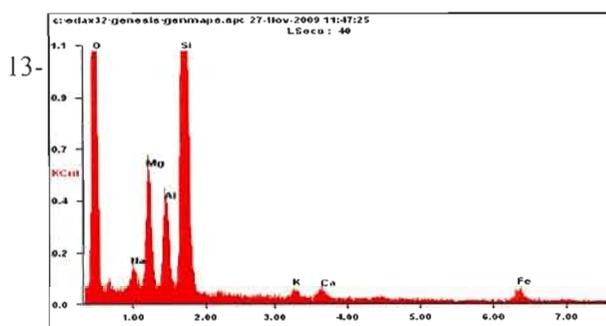
Elément	Wt%	At%
O	43,85	58,07
Na	02,46	02,27
Mg	10,36	09,03
Al	08,15	06,40
Si	27,87	21,03
K	01,46	00,79
Ca	01,37	00,72
Fe	04,48	01,70



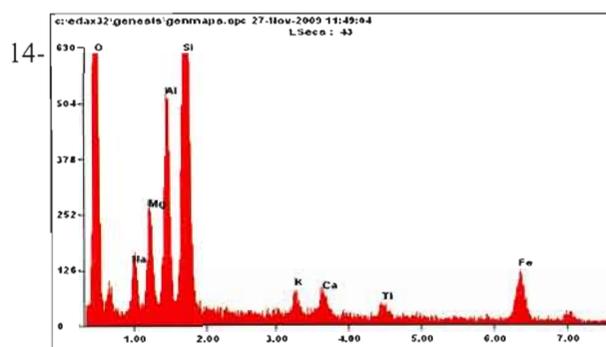
Elément	Wt%	At%
O	40,32	54,69
Na	05,72	05,39
Mg	02,12	01,89
Al	13,24	10,65
Si	30,70	23,72
K	00,97	00,54
Ca	02,71	01,47
Fe	04,22	01,64



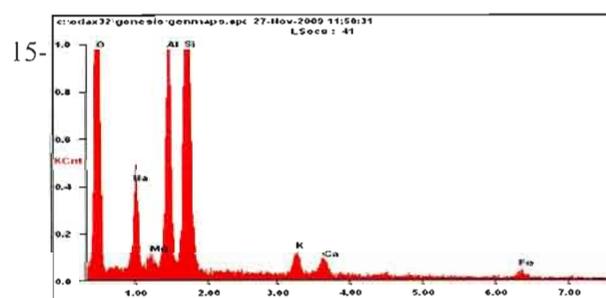
Elément	Wt%	At%
O	41,86	59,29
Na	02,87	02,83
Mg	02,00	01,87
Al	07,63	06,41
Si	25,16	20,30
K	00,60	00,35
Ca	04,44	02,51
Ti	02,80	01,33
Fe	12,62	05,12



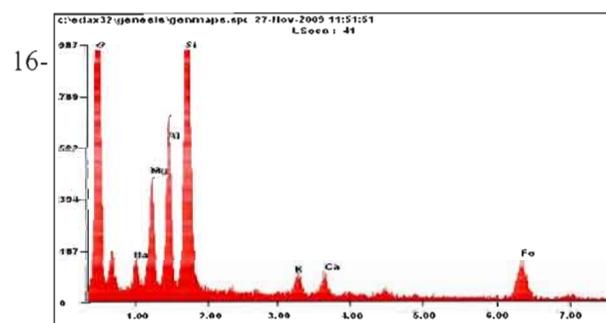
Elément	Wt%	At%
O	42,38	56,91
Na	02,41	02,25
Mg	06,90	06,10
Al	05,92	04,71
Si	35,28	26,99
K	00,95	00,52
Ca	01,01	00,54
Fe	05,14	01,98



Elément	Wt%	At%
O	35,49	52,46
Na	02,42	02,49
Mg	04,22	04,10
Al	08,72	07,65
Si	27,78	23,40
K	01,80	01,09
Ca	02,23	01,31
Ti	02,11	01,04
Fe	15,24	06,45



Elément	Wt%	At%
O	41,71	55,90
Na	05,84	05,45
Mg	01,45	01,28
Al	13,02	10,34
Si	31,03	23,69
K	02,45	01,34
Ca	01,75	00,94
Fe	02,74	01,05



Elément	Wt%	At%
O	39,59	56,72
Na	01,84	01,83
Mg	05,78	05,45
Al	08,66	07,36
Si	24,27	19,80
K	02,01	01,18
Ca	02,01	01,15
Fe	15,84	06,50

ÉCHANTILLON CCO-1c
APLITE

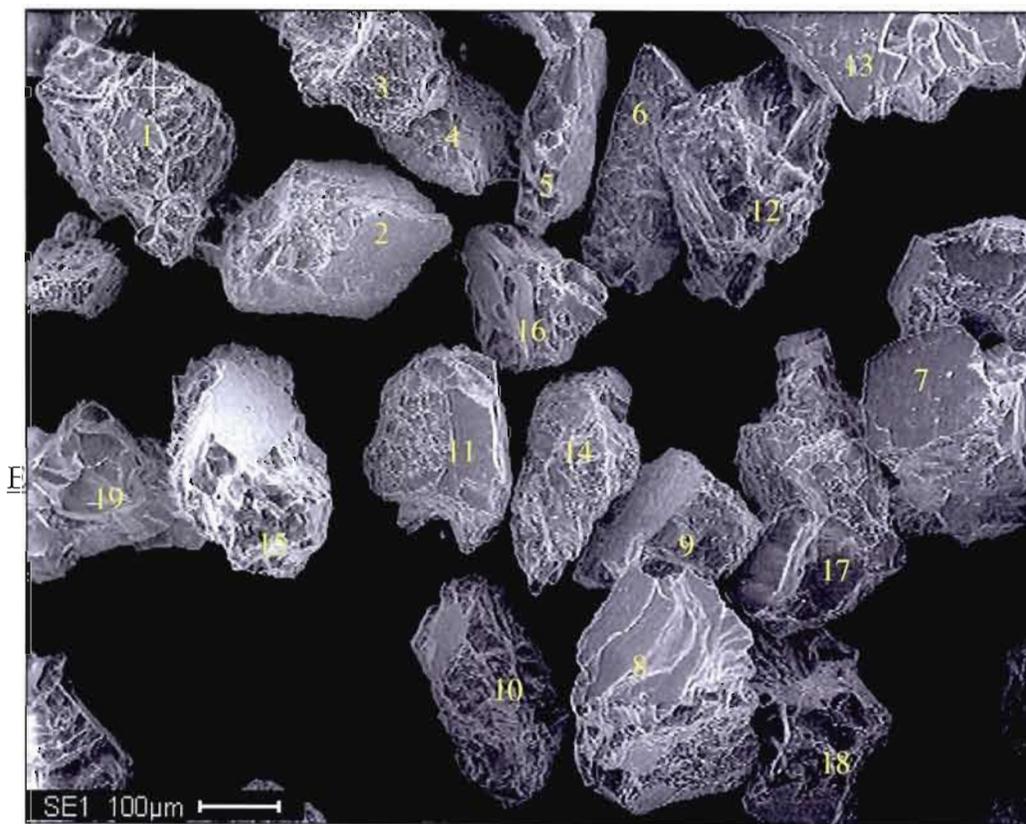
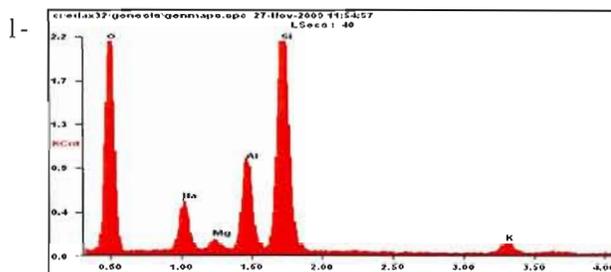
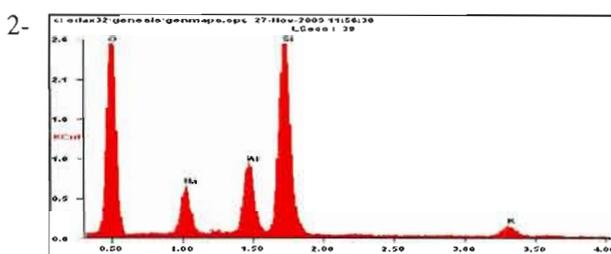


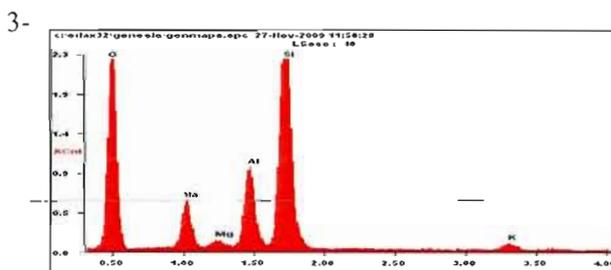
Figure A.7. Photo au microscope électronique à balayage de grains traités (numérotés en jaune) de l'échantillon CCO-1c (125-250 μm).



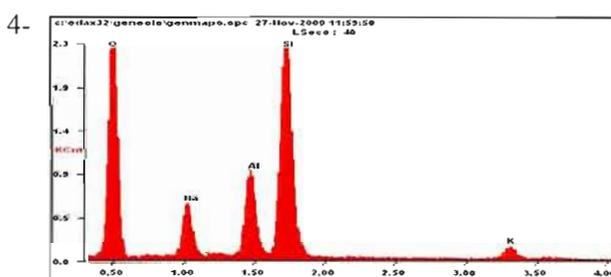
Elément	Wt%	At%
O	42,93	56,26
Na	06,77	06,18
Mg	01,75	01,51
Al	11,39	08,85
Si	34,60	25,83
K	02,56	01,37



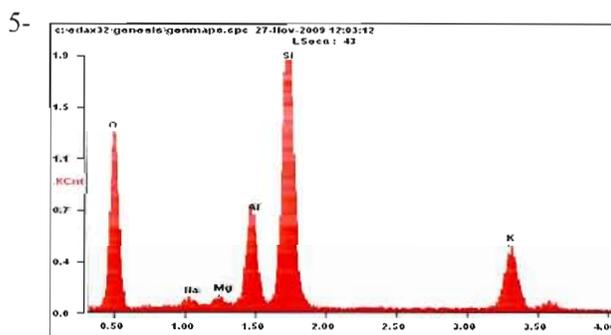
Elément	Wt%	At%
O	46,35	59,76
Na	07,04	06,32
Al	10,37	07,93
Si	33,26	24,43
K	02,98	01,57



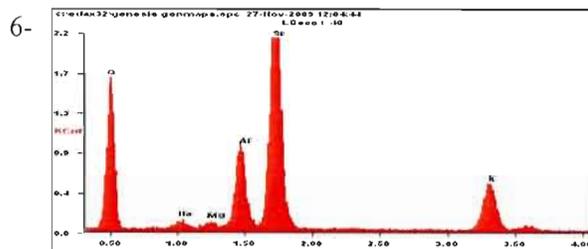
Elément	Wt%	At%
O	41,70	54,94
Na	07,08	06,49
Mg	01,61	01,40
Al	11,23	08,77
Si	36,50	27,39
K	01,87	01,01



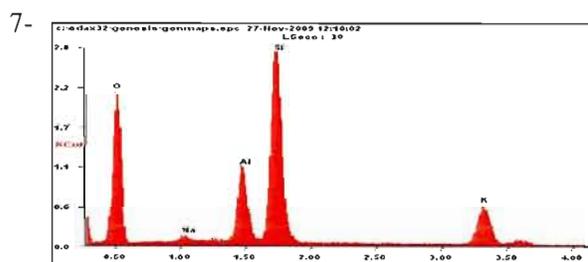
Elément	Wt%	At%
O	45,61	59,03
Na	07,17	06,45
Al	10,72	08,22
Si	33,53	24,72
K	02,98	01,58



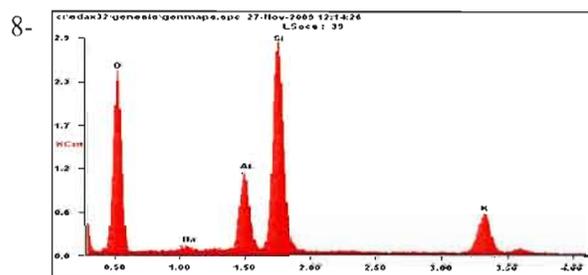
Elément	Wt%	At%
O	37,19	52,07
Na	01,70	01,66
Mg	01,52	01,40
Al	10,78	08,95
Si	35,50	28,31
K	13,30	07,62



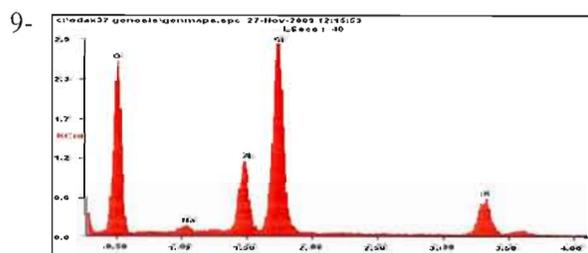
Elément	Wt%	At%
O	41.11	56.05
Na	01.93	01.83
Al	11.50	09.29
Si	34.10	26.48
K	11.37	06.34



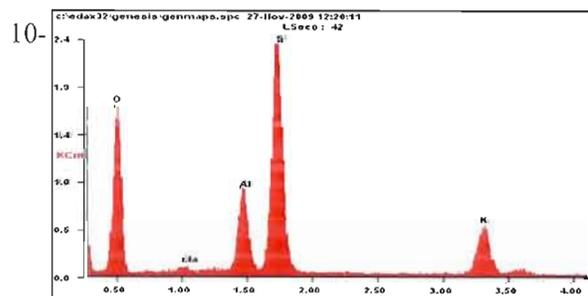
Elément	Wt%	At%
O	43,07	58,23
Na	00,97	00,91
Al	10,67	08,55
Si	33,41	25,73
K	11,88	06,57



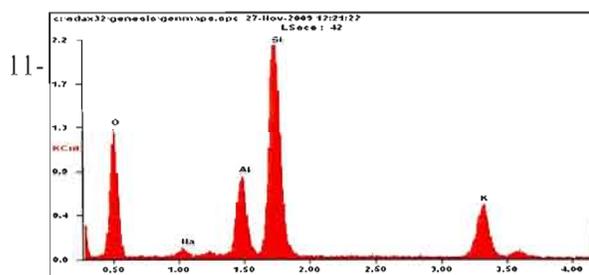
Elément	Wt%	At%
O	45,25	60,30
Na	01,07	00,99
Al	10,42	08,23
Si	32,17	24,42
K	11,09	06,05



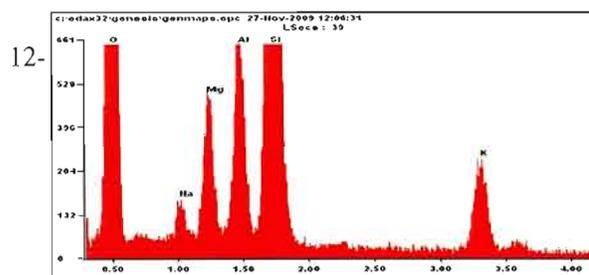
Elément	Wt%	At%
O	45,23	60,11
Na	01,83	01,69
Al	10,52	08,29
Si	32,02	24,24
K	10,40	05,66



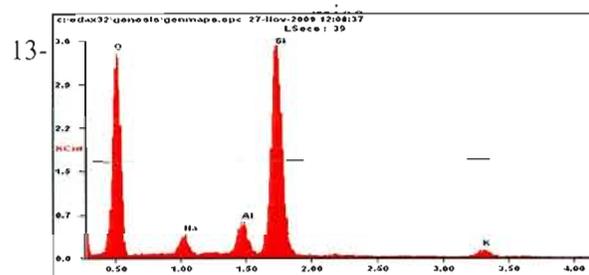
Elément	Wt%	At%
O	40,84	56,10
Na	00,91	00,87
Al	10,67	08,69
Si	34,41	26,93
K	13,17	07,40



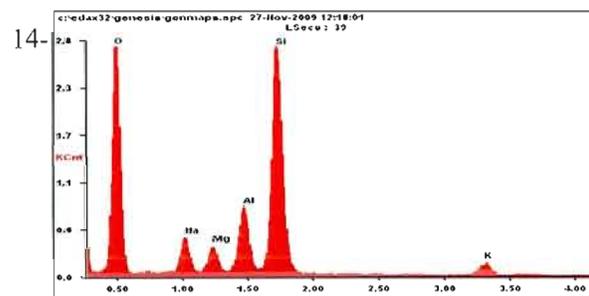
Elément	Wt%	At%
O	36,68	51,87
Na	01,27	01,25
Al	11,21	09,40
Si	35,56	28,64
K	15,29	08,85



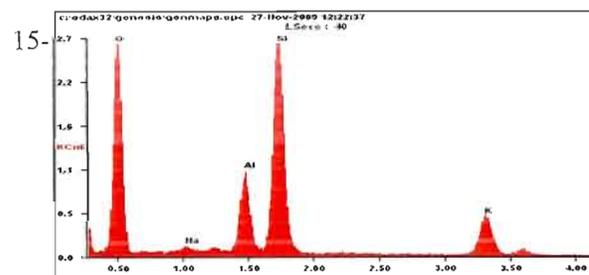
Elément	Wt%	At%
O	47,26	61,34
Na	01,15	01,04
Mg	04,42	03,78
Al	07,25	05,58
Si	33,94	25,10
K	05,98	03,18



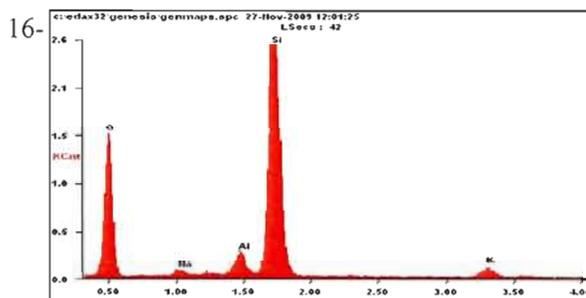
Elément	Wt%	At%
O	49,27	62,87
Na	03,39	03,01
Al	05,50	04,16
Si	39,57	28,77
K	02,27	01,19



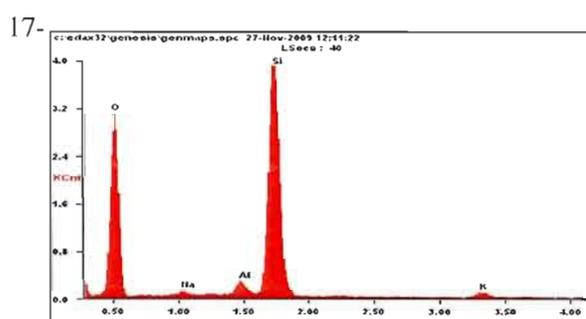
Elément	Wt%	At%
O	45,18	58,61
Na	05,09	04,59
Mg	03,46	02,95
Al	09,15	07,04
Si	34,17	25,25
K	02,95	01,56



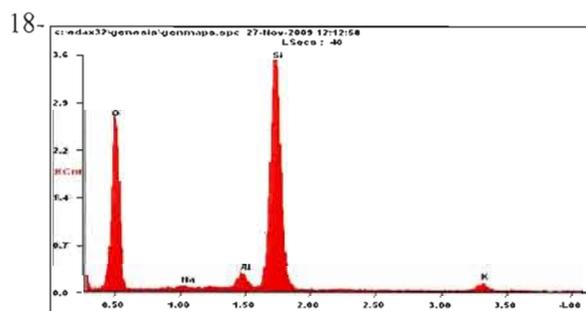
Elément	Wt%	At%
O	48,18	63,08
Na	00,85	00,77
Al	09,67	07,51
Si	30,96	23,10
K	10,34	05,54



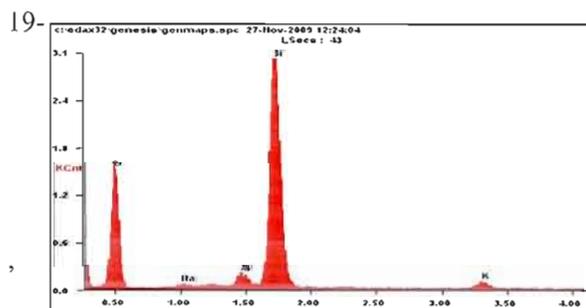
Elément	Wt%	At%
O	39,81	53,93
Na	01,63	01,53
Al	04,51	03,63
Si	50,44	38,92
K	03,61	02,00



Elément	Wt%	At%
O	47,68	61,63
Na	00,89	00,80
Al	02,72	02,08
Si	46,87	34,51
K	01,85	00,98



Elément	Wt%	At%
O	47,88	61,93
Na	00,58	00,52
Al	02,92	02,24
Si	46,17	34,02
K	02,45	01,30



Elément	Wt%	At%
O	40,55	54,67
Na	00,94	00,89
Al	03,29	02,63
Si	52,47	40,30
K	02,75	01,52

ÉCHANTILLON CCO-1e

TUF

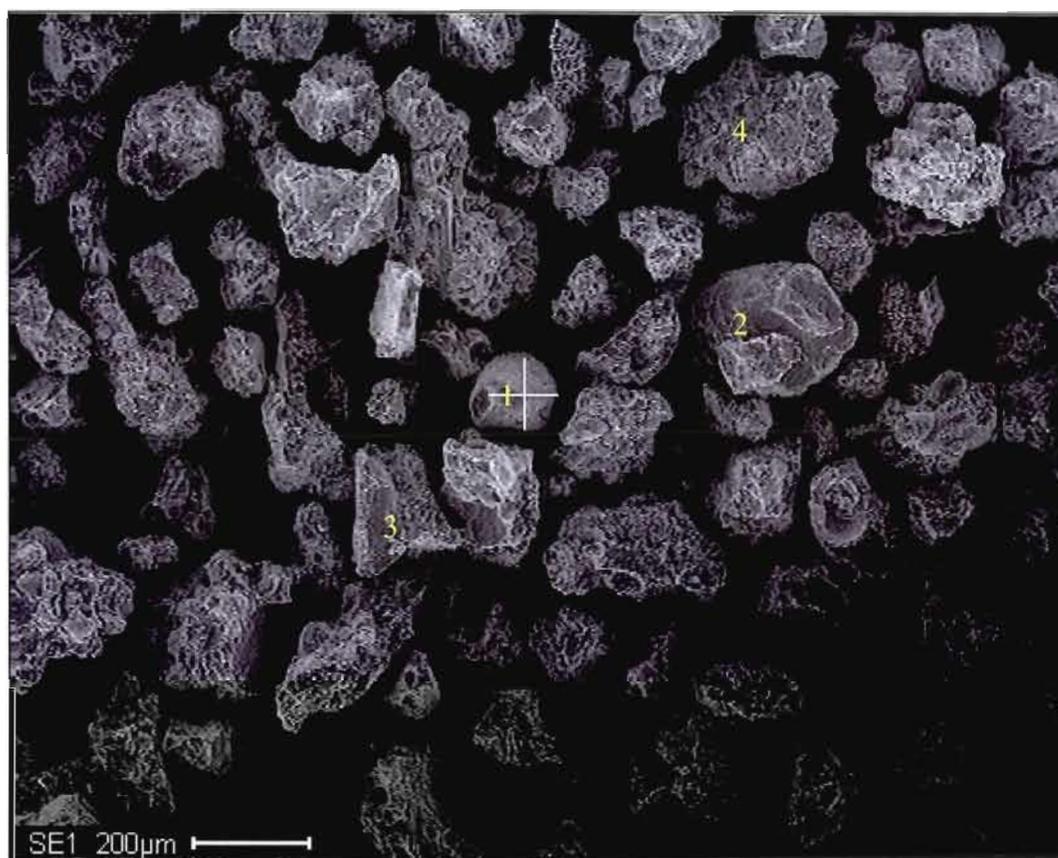
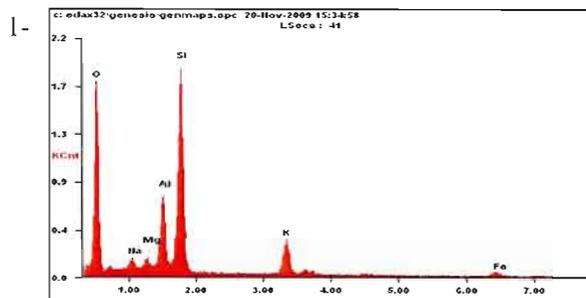
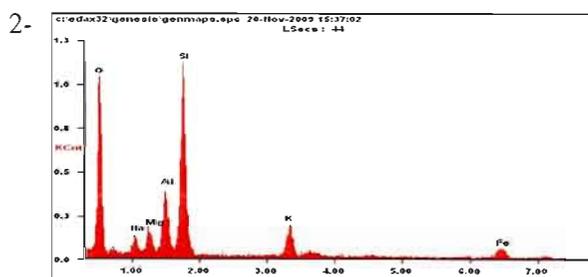


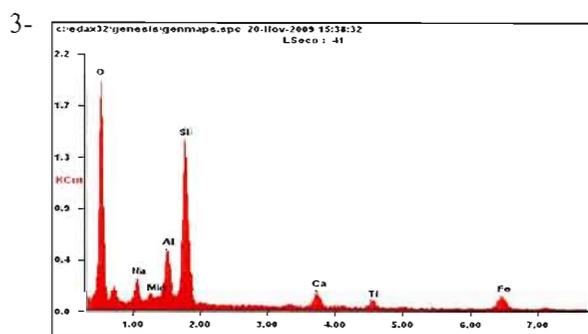
Figure A.8. Photo au microscope électronique à balayage de grains traités (numérotés en jaune) de l'échantillon CCO-1e (125-250 μm).



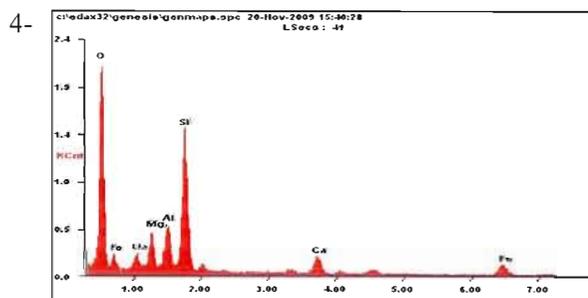
Elément	Wt%	At%
O	39,92	55,20
Na	01,00	00,97
Al	11,30	09,27
Si	33,98	26,76
K	13,79	07,80



Elément	Wt%	At%
O	38,84	55,20
Na	02,95	02,92
Mg	03,51	03,28
Al	09,10	07,67
Si	27,42	22,20
K	07,63	04,44
Fe	10,55	04,29



Elément	Wt%	At%
O	43,99	61,20
Na	04,03	03,90
Mg	01,30	01,19
Al	07,75	06,39
Si	23,91	18,95
Ca	03,80	02,11
Ti	03,02	01,40
Fe	12,19	04,86



Elément	Wt%	At%
O	43,35	59,56
Na	03,66	03,50
Mg	06,54	05,92
Al	07,56	06,16
Si	22,53	17,63
Ca	05,13	02,81
Fe	11,22	04,41

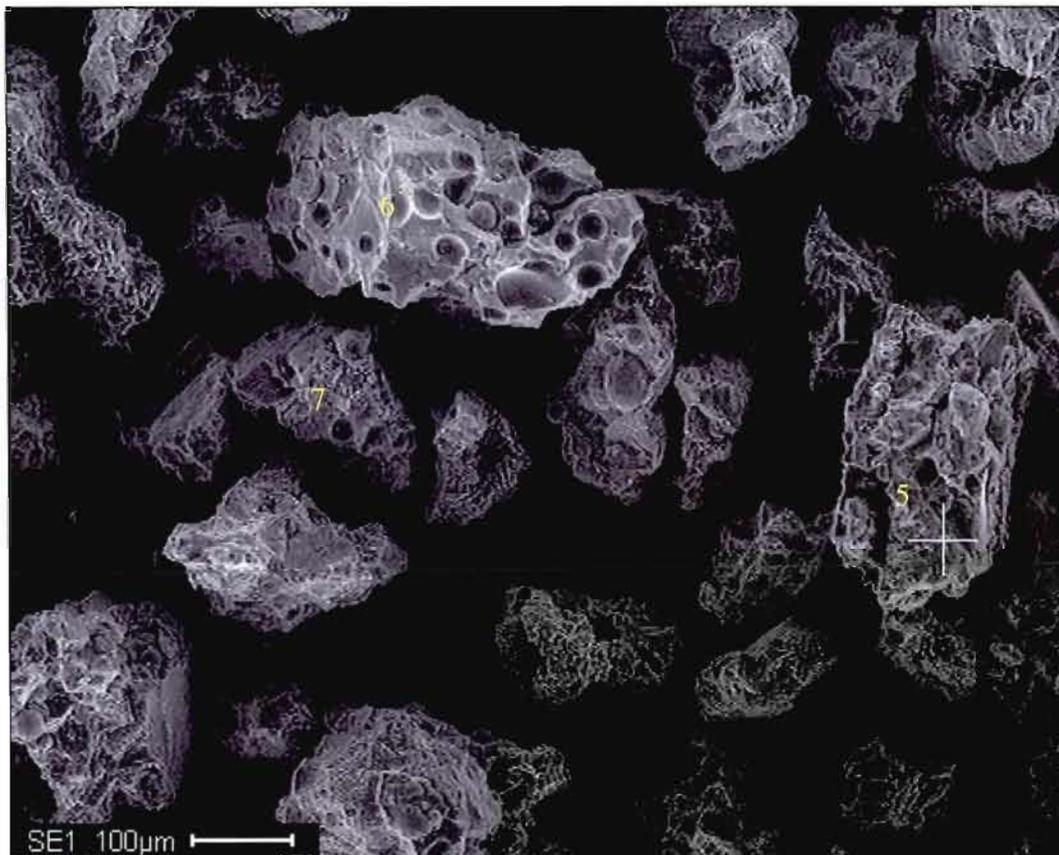
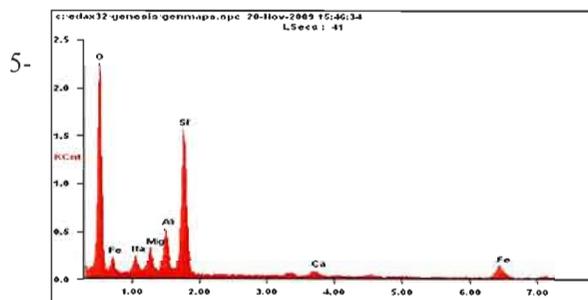
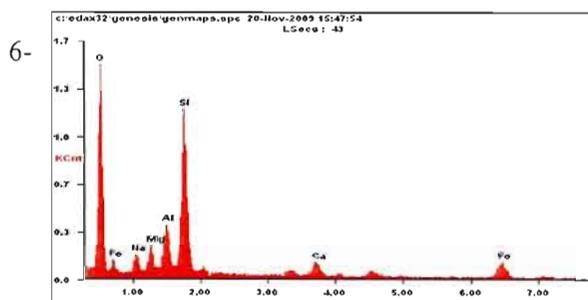


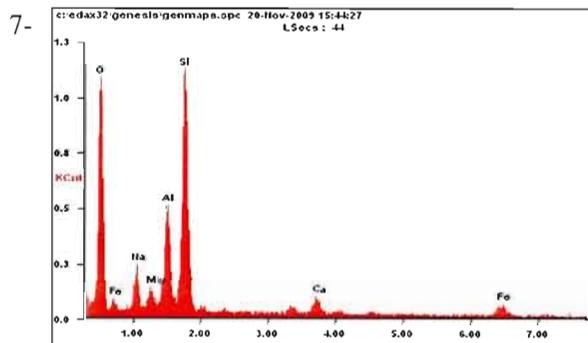
Figure A.9. Photo au microscope électronique à balayage de grains traités (numérotés en jaune) de l'échantillon CCO-1e (125-250 μm), agrandie par rapport à la photo précédente. On observe nettement les bulles de gaz formées dans les grains caractéristiques des laves basaltiques.



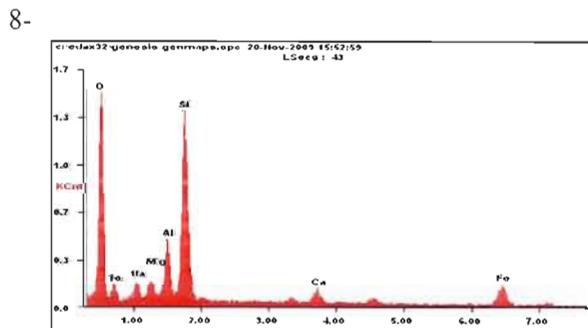
Elément	Wt%	At%
O	43,43	59,73
Na	04,43	04,24
Mg	04,83	04,37
Al	07,79	06,35
Si	24,32	19,05
Ca	01,78	00,98
Fe	13,43	05,29



Elément	Wt%	At%
O	39,69	56,58
Na	04,44	04,41
Mg	04,46	04,18
Al	07,92	06,70
Si	24,13	19,60
Ca	03,89	02,21
Fe	15,47	06,32



Elément	Wt%	At%
O	39,35	54,47
Na	05,64	05,44
Mg	03,02	02,75
Al	11,52	09,45
Si	28,82	22,72
Ca	03,55	01,96
Fe	08,10	03,21



Elément	Wt%	At%
O	36,77	53,92
Na	04,24	04,33
Mg	03,86	03,72
Al	08,46	07,35
Si	25,35	21,17
Ca	03,29	01,93
Fe	18,03	07,58

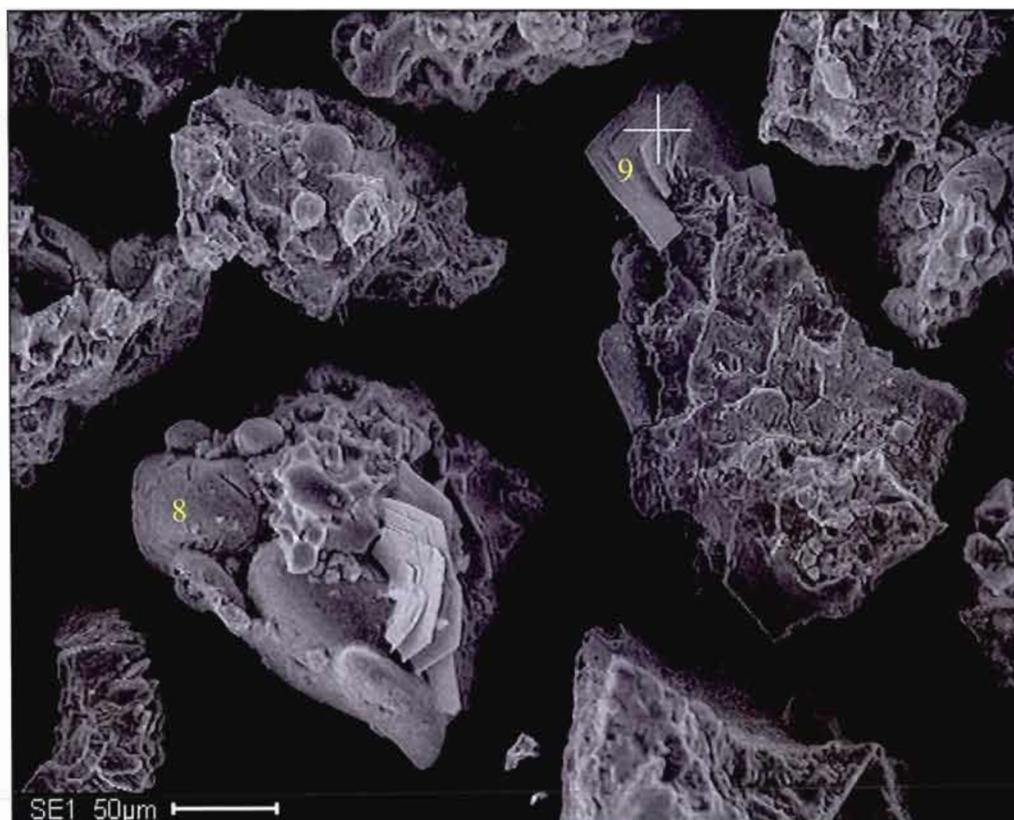
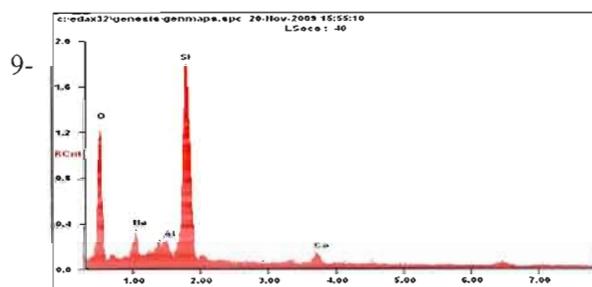


Figure A.10. Photo au microscope électronique à balayage de grains traités (numérotés en jaune) de l'échantillon CCO-1e (125-250 μm), agrandie par rapport à la photo précédente. On aperçoit une excroissance sur les deux cristaux siliceux qui pousse en "lamelles".



Elément	Wt%	At%
O	44,10	57,80
Na	07,88	07,18
Al	05,39	04,19
Si	38,11	28,46
Ca	04,52	02,37

ÉCHANTILLON PCH-1

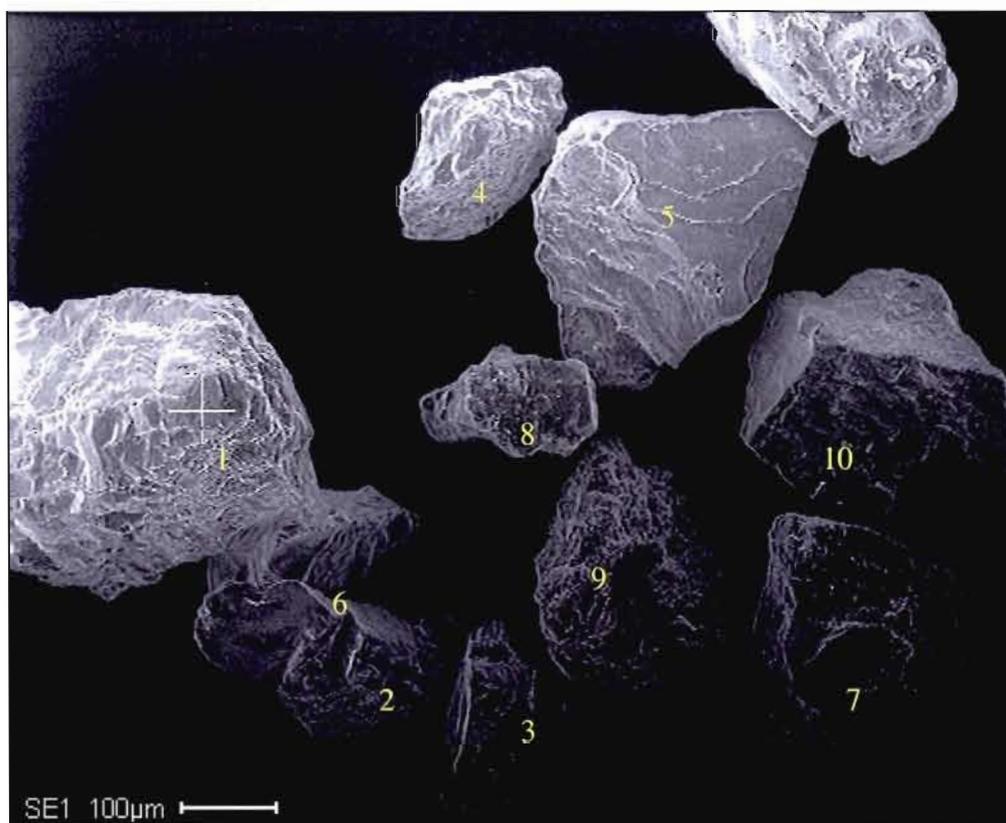
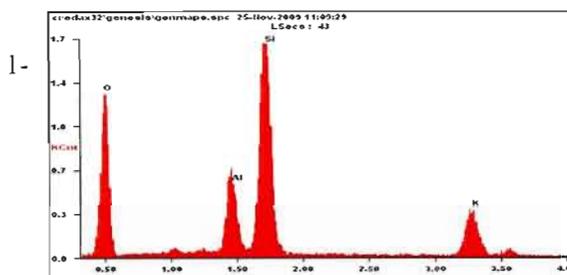
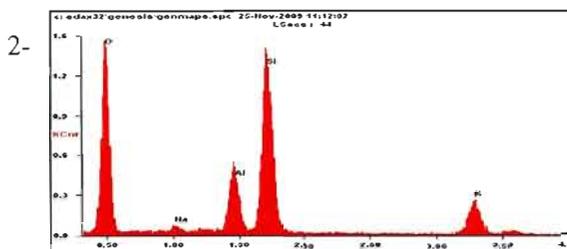


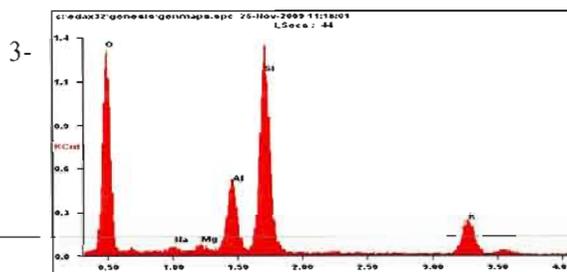
Figure A.11. Photo au microscope électronique à balayage de grains traités (numérotés en jaune) de l'échantillon PCH-1; des sables fins marins (125-250 µm).



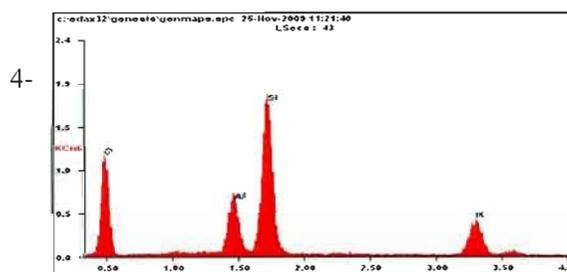
Elément	Wt%	At%
O	40,31	55,61
Al	10,71	08,76
Si	36,01	28,30
K	12,97	07,32



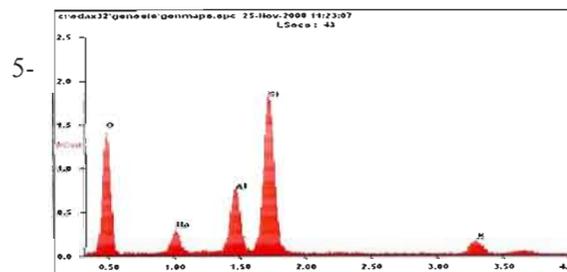
Elément	Wt%	At%
O	47,30	62,20
Na	01,09	01,00
Al	09,81	07,65
Si	31,52	23,61
K	10,28	05,53



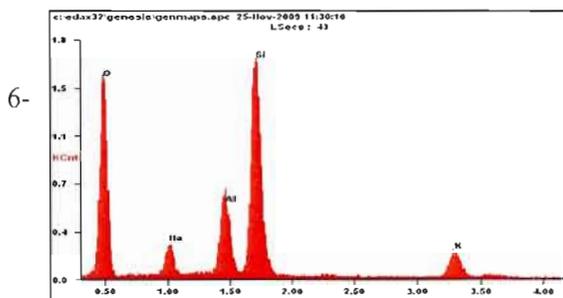
Elément	Wt%	At%
O	45,57	60,31
Na	01,53	01,41
Mg	01,46	01,27
Al	10,56	08,29
Si	30,98	23,36
K	09,91	05,37



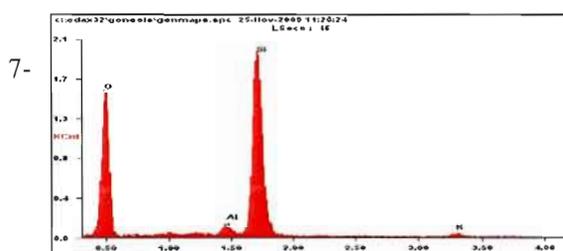
Elément	Wt%	At%
O	37,85	53,23
Al	11,68	09,74
Si	35,41	28,37
K	15,06	08,67



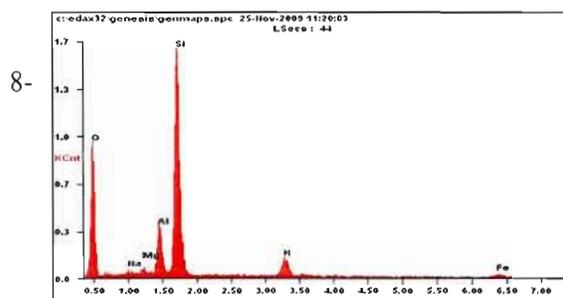
Elément	Wt%	At%
O	38,93	52,72
Na	05,40	05,09
Al	13,13	10,55
Si	37,15	28,66
K	05,38	02,98



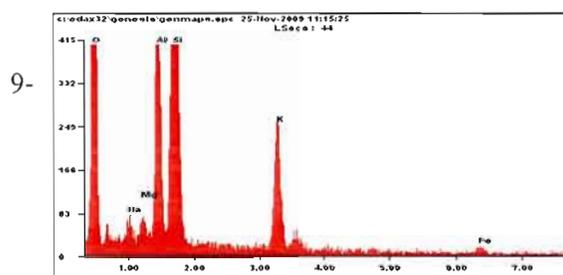
Elément	Wt%	At%
O	42,74	56,99
Na	04,39	04,07
Al	11,24	08,89
Si	34,29	26,05
K	07,34	04,01



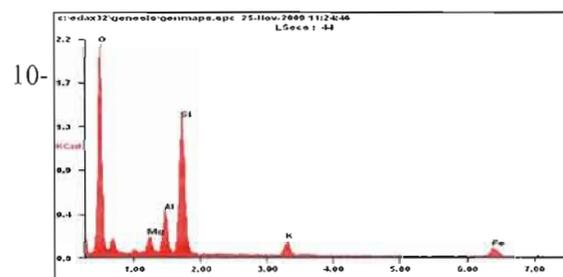
Elément	Wt%	At%
O	48,09	62,11
Al	02,76	02,11
Si	47,29	34,79
K	01,87	00,99



Elément	Wt%	At%
O	35,49	50,41
Na	01,50	01,48
Mg	01,46	01,36
Al	09,16	07,71
Si	41,22	33,35
K	06,49	03,77
Fe	04,70	01,91



Elément	Wt%	At%
O	42,13	57,62
Na	00,92	00,87
Mg	00,87	00,79
Al	11,30	09,17
Si	31,70	24,70
K	10,26	05,74
Fe	02,81	01,10



Elément	Wt%	At%
O	45,06	61,85
Mg	03,62	03,27
Al	08,38	06,82
Si	26,70	20,88
K	04,76	02,68
Fe	11,48	04,51

ÉCHANTILLON PLI-1

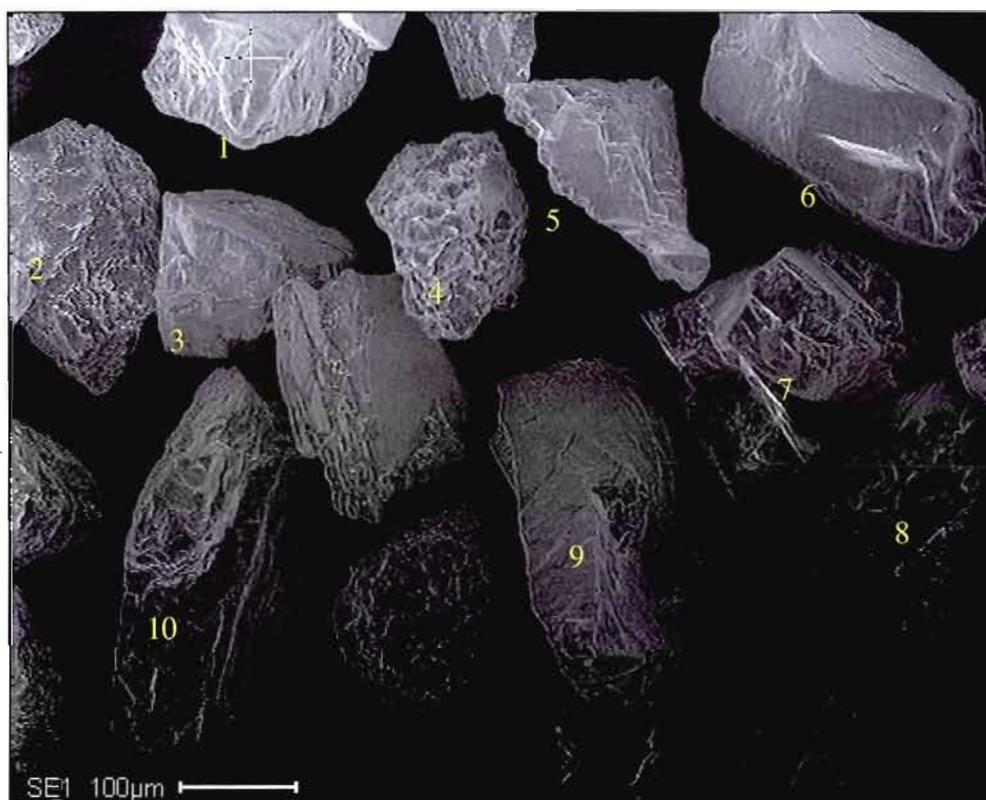
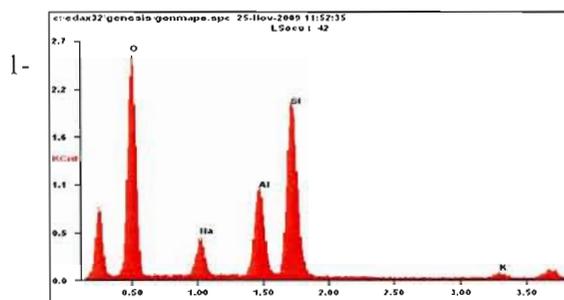
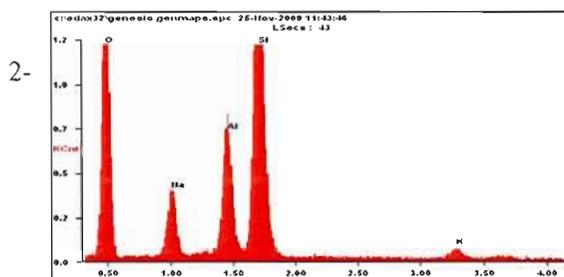


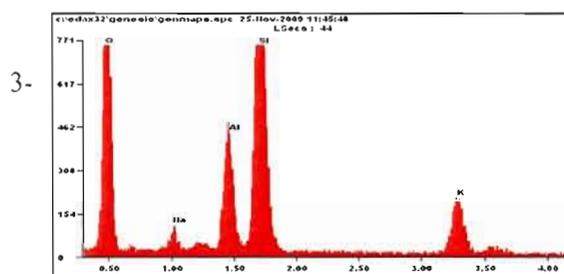
Figure A.12. Photo au microscope électronique à balayage de grains traités (numérotés en jaune) de l'échantillon PLI-1 qui représente des sables marins (125-250 μm).



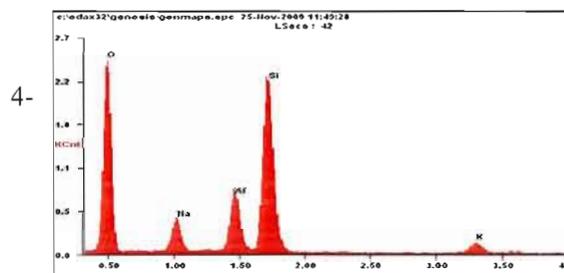
Elément	Wt%	At%
O	43.25	58.71
Na	01.94	01.83
Mg	01.70	01.52
Al	10.50	08.45
Si	29.91	23.13
K	08.52	04.73
Fe	04.17	01.62



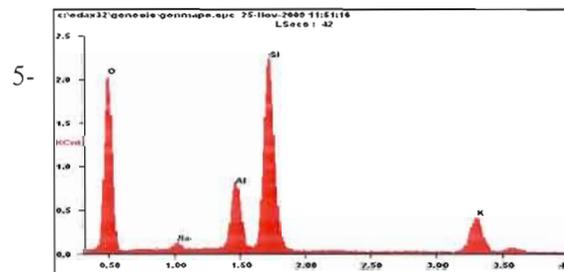
Elément	Wt%	At%
O	40,01	53,36
Na	06,51	06,04
Al	12,58	09,95
Si	38,90	29,56
K	02,00	01,09



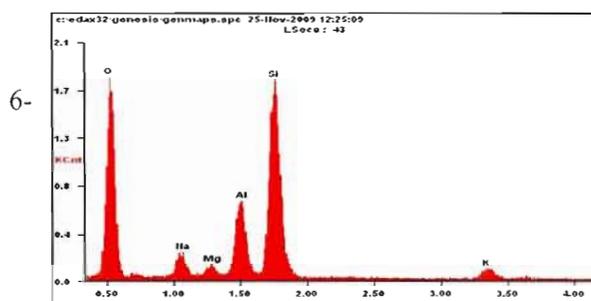
Elément	Wt%	At%
O	44,51	59,31
Na	02,47	02,29
Al	10,28	08,12
Si	32,66	24,78
K	10,08	05,50



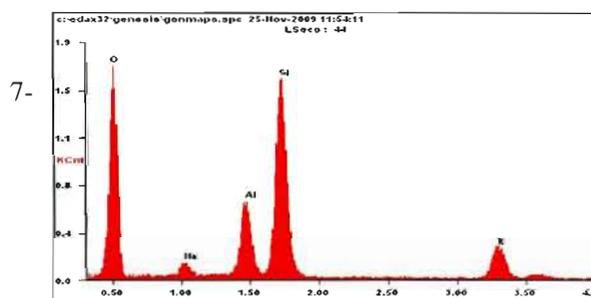
Elément	Wt%	At%
O	46,13	59,76
Na	05,90	05,32
Al	10,23	07,86
Si	33,98	25,07
K	03,76	01,99



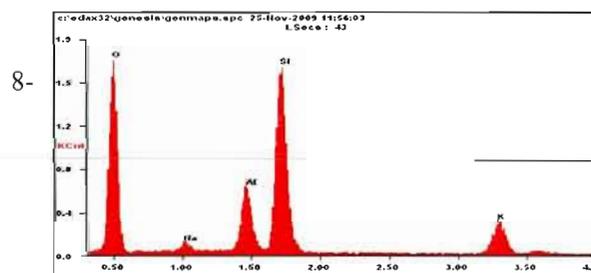
Elément	Wt%	At%
O	45,15	60,21
Na	00,97	00,90
Al	10,36	08,20
Si	32,47	24,67
K	11,05	06,03



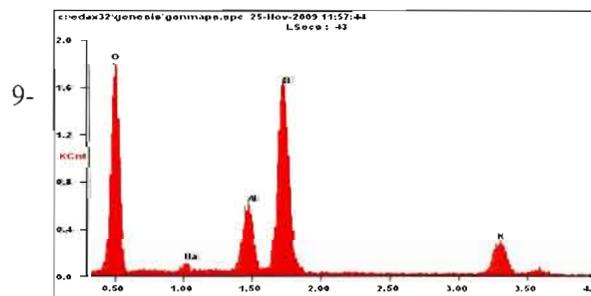
Elément	Wt%	At%
O	46,53	59,77
Na	06,23	05,57
Al	13,68	10,42
Si	31,98	23,40
K	01,59	00,84



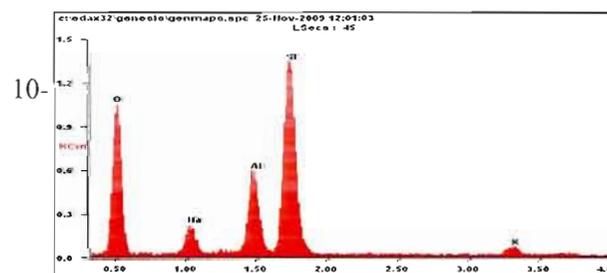
Elément	Wt%	At%
O	46,54	61,23
Na	02,33	02,14
Al	10,66	08,32
Si	30,89	23,15
K	09,59	05,16



Elément	Wt%	At%
O	46,78	61,65
Na	01,59	01,46
Al	09,96	07,78
Si	31,41	23,58
K	10,26	05,53



Elément	Wt%	At%
O	48,10	62,95
Na	01,10	01,00
Al	09,95	07,72
Si	30,69	22,89
K	10,16	05,44



Elément	Wt%	At%
O	39,86	53,39
Na	05,58	05,20
Al	13,56	10,77
Si	38,03	29,01
K	02,98	01,63

ECHANTILLON SMA-2

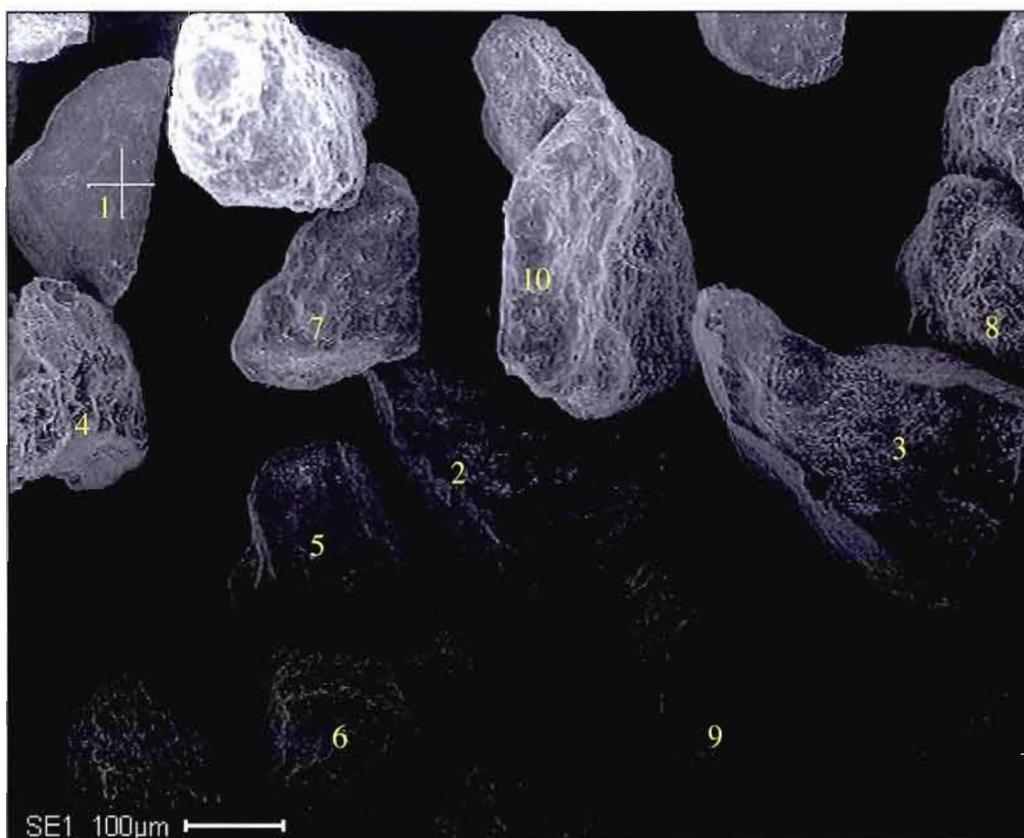
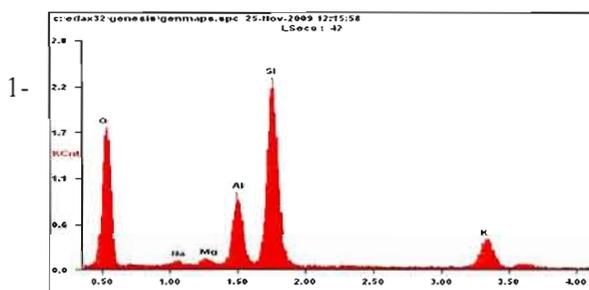
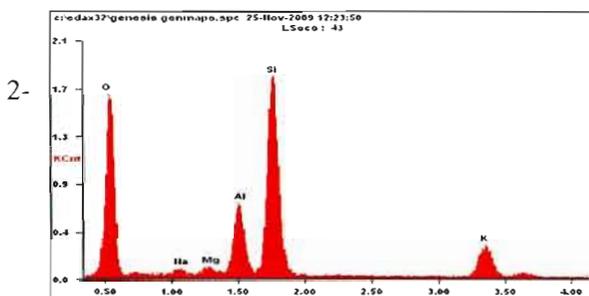


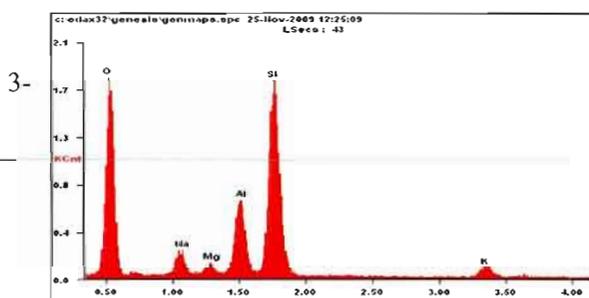
Figure A.13. Photo au microscope électronique à balayage de grains traités (numérotés en jaune) de l'échantillon SMA-2 (125-250 μm).



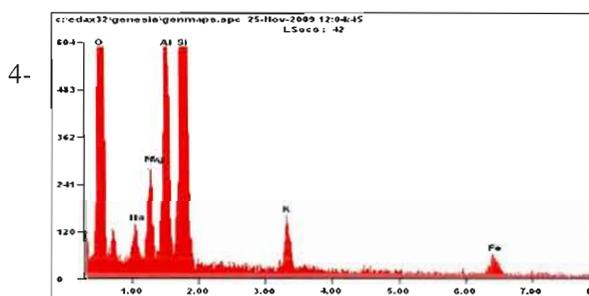
Elément	Wt%	At%
O	43,99	58,82
Na	01,01	00,94
Mg	01,22	01,07
Al	11,36	09,01
Si	32,43	24,70
K	09,99	05,47



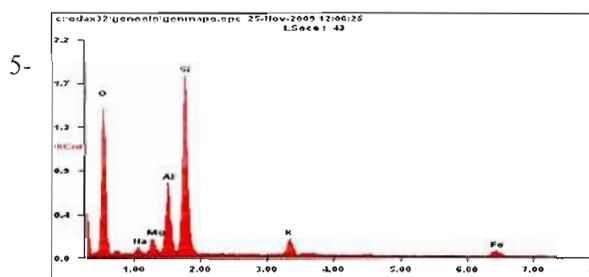
Elément	Wt%	At%
O	46,47	61,08
Na	01,62	01,48
Mg	01,49	01,29
Al	10,54	08,21
Si	30,76	23,03
K	09,12	04,91



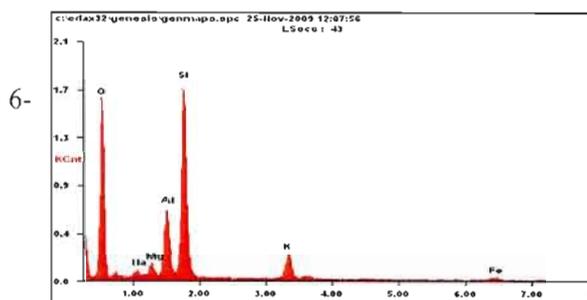
Elément	Wt%	At%
O	45,79	59,28
Na	04,94	04,45
Mg	02,07	01,76
Al	12,09	09,28
Si	31,89	23,52
K	03,22	01,71



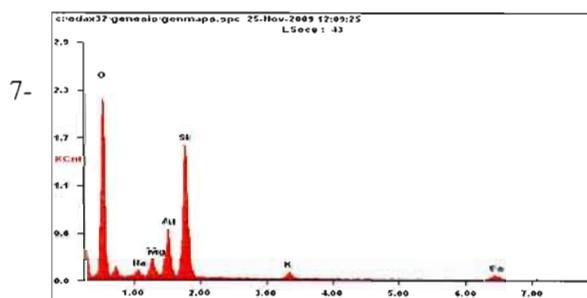
Elément	Wt%	At%
O	48,21	62,92
Na	01,60	01,46
Mg	03,25	02,79
Al	10,40	08,05
Si	28,80	21,41
K	03,02	01,61
Fe	04,73	01,77



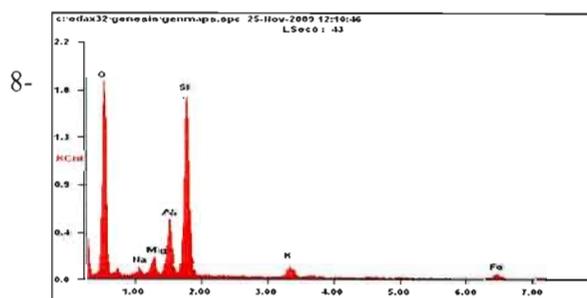
Elément	Wt%	At%
O	40,47	56,05
Na	01,38	01,33
Mg	02,65	02,41
Al	11,24	09,23
Si	31,96	25,21
K	05,18	02,94
Fe	07,12	02,83



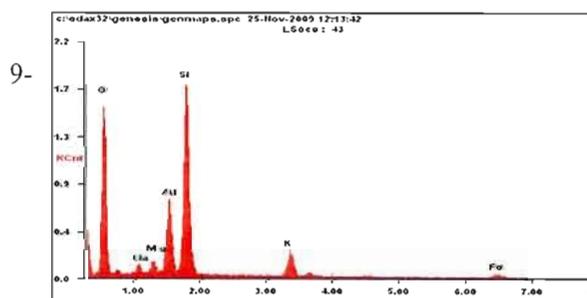
Elément	Wt%	At%
O	43,58	58,84
Na	01,78	01,68
Mg	02,40	02,13
Al	10,55	08,45
Si	30,26	23,28
K	07,29	04,03
Fe	04,13	01,60



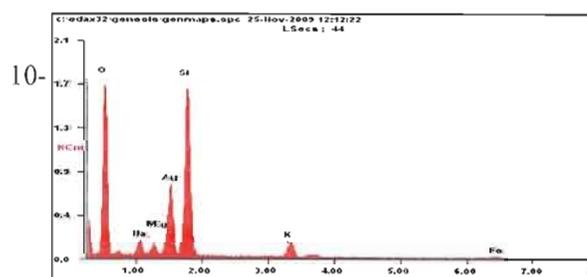
Elément	Wt%	At%
O	48,56	63,68
Na	01,72	01,57
Mg	03,61	03,12
Al	09,28	07,22
Si	27,52	20,56
K	02,25	01,21
Fe	07,07	02,66



Elément	Wt%	At%
O	47,00	62,03
Na	01,43	01,32
Mg	02,95	02,56
Al	08,86	06,93
Si	30,85	23,20
K	03,64	01,97
Fe	05,27	01,99



Elément	Wt%	At%
O	43,12	58,17
Na	02,10	01,97
Mg	02,25	02,00
Al	11,22	08,97
Si	30,93	23,77
K	06,65	03,67
Fe	03,73	01,44



Elément	Wt%	At%
O	45,98	60,45
Na	03,05	02,79
Mg	01,75	01,52
Al	11,28	08,80
Si	30,49	22,83
K	04,99	02,69
Fe	02,45	00,92

APPENDICE B

RÉSUMÉ DES PARAMÈTRES DE CALCULS POUR LA DOSE ANNUELLE POUR LES DIX
ÉCHANTILLONS

Échantillon BAA-1

Taille granulométrique (mm)	125	250
Attaque HF?	Non	
Teneur en eau (%)	1,03	
Saturation (%)	20	
Teneur en eau (%)	7,35	

		Erreur
Valeur "a"	0,1	0,05
Dose cosmique (Gy/ka)	0,15	0,045

	K	U	Th	Rb	Taille
Absorption	0,0702	0,1464	0,206	0,689	200
atténuation	0,9298	0,8536	0,795	0,3112	200

Analyses INAA	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)
Erreur relative	10	6	3,2
Externe	1,65	3,3	1,88
KUT-high	1,49	2,9	1,63
KUT-low	1,62	2,9	1,69

Interne		Erreur
K (%)	12,5	0,5
Rb (ppm)	400	100

Da alpha		Da bêta				Da gamma			
Da alpha INAA + atténuation	Erreur	Externe, avec INAA	Erreur	Externe, compt. alpha	Erreur	Comptage alpha	Erreur	INAA	Erreur
0,074	0,011	1,506	0,099	1,724	0,207	972	156	687	60
Da alpha compt + atténuation		Interne		externe		Da gamma			
0,11	0,063	0,784	0,037	1,615	0,15	0,83	0,11		

Da avec abondances uniquement

Dose annuelle totale (Gy/ka)	Erreur
3,201	0,13

Da avec comptage alpha et abondances

Dose annuelle totale (Gy/ka)	Erreur
3,49	0,21

Échantillon BKU-1

Taille granulométrique (mm)	125	250
Attaque HF?	Non	
Teneur en eau (%)	1,03	
Saturation (%)	20	
Teneur en eau (%)	7,35	

		Erreur
Valeur "a"	0,1	0,05
Dose cosmique (Gy/ka)	0,15	0,045

	K	U	Th	Rb	Taille
Absorption	0,0702	0,1464	0,206	0,689	200
atténuation	0,9298	0,8536	0,795	0,3112	200

Analyses INAA	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)
Erreur relative	10	6	3,2
Externe	1,41	7,70	1,35
KUT-high	1,55	10,30	1,45
KUT-low	1,59	6,30	1,60

Interne		Erreur
K (%)	12,5	0,5
Rb (ppm)	400	100

Da alpha		Da bêta				Da gamma			
Da alpha INAA + atténuation	Erreur	Externe, avec INAA	Erreur	Externe, compt. alpha	Erreur	Comptage alpha	Erreur	INAA	Erreur
0,101	0,015	1,215	0,079	1,361	0,169	1074	173	844	76
Da alpha compt + atténuation		Interne		externe		Da gamma			
0,121	0,069	0,784	0,037	1,288	0,12	0,959	0,12		

Da avec abondances uniquement

Dose annuelle totale (Gy/ka)	Erreur
3,095	0,13

Da avec comptage alpha et abondances

Dose annuelle totale (Gy/ka)	Erreur
3,3	0,2

Échantillon BLI-1

Taille granulométrique (mm)	125	250
Attaque HF?	Non	
Teneur en eau (%)	0,69	
Saturation (%)	20	
Teneur en eau (%)	7,13	

		Erreur
Valeur "a"	0,10	0,05
Dose cosmique (Gy/ka)	0,15	0,045

	K	U	Th	Rb	Taille
Absorption	0,0702	0,1464	0,206	0,689	200
atténuation	0,9298	0,8536	0,795	0,3112	200

Analyses INAA	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)
Erreur relative	10	6	3,2
Externe	1,46	3,90	2,02
KUT-high	1,46	3,90	2,02
KUT-low	1,46	3,90	2,02

Interne		Erreur
K (%)	12,5	0,5
Rb (ppm)	400	100

Da alpha		Da bêta				Da gamma			
Da alpha INAA + atténuation	Erreur	Externe, avec INAA	Erreur	Externe, compt. alpha	Erreur	Comptage alpha	Erreur	INAA	Erreur
0,073	0,011	1,593	0,105	1,700	0,185	941	137	778	66
Da alpha compt + atténuation		Interne		externe		Da gamma			
0,085	0,048	0,784	0,037	1,647	0,15	0,86	0,10		

Da avec abondances uniquement

Dose annuelle totale (Gy/ka)	Erreur
3,379	0,14

Da avec comptage alpha et abondances

Dose annuelle totale (Gy/ka)	Erreur
3,526	0,19

Échantillon CCO-1a

Taille granulométrique (mm)	125	250
Attaque HF?	Non	
Teneur en eau (%)	0,5	
Saturation (%)	5	
Teneur en eau (%)	2,0	

		Erreur
Valeur "a"	0,10	0,05
Dose cosmique (Gy/ka)	0,15	0,045

	K	U	Th	Rb	Taille
Absorption	0,0702	0,1464	0,206	0,689	200
atténuation	0,9298	0,8536	0,795	0,3112	200

Analyses INAA	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)
Erreur relative	10	6	3,2
Externe	2,82	7,00	2,55
KUT-high	0,97	3,60	0,93
KUT-low	0,87	3,30	0,92

Interne		Erreur
K (%)	12,5	0,5
Rb (ppm)	400	100

Da alpha		Da bêta				Da gamma			
Da alpha INAA + atténuation	Erreur	Externe, avec INAA	Erreur	Externe, compt. alpha	Erreur	Comptage alpha	Erreur	INAA	Erreur
0,147	0,022	2,300	0,089	2,555	0,235	1380	217	736	47
Da alpha compt + atténuation		Interne		externe		Da gamma			
0,181	0,098	0,784	0,037	2,428	0,16	1,058	0,13		

Da avec abondances uniquement

Dose annuelle totale (Gy/ka)	Erreur
4,117	0,12

Da avec comptage alpha et abondances

Dose annuelle totale (Gy/ka)	Erreur
4,60	0,24

Échantillon CCO-1b

Taille granulométrique (mm)	125	250
Attaque HF?	Non	
Teneur en eau (%)	0,5	
Saturation (%)	10	
Teneur en eau (%)	3,67	

		Erreur
Valeur "a"	0,10	0,05
Dose cosmique (Gy/ka)	0,15	0,045

	K	U	Th	Rb	Taille
Absorption	0,0702	0,1464	0,206	0,689	200
atténuation	0,9298	0,8536	0,795	0,3112	200

Analyses INAA	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)
Erreur relative	10	6	3,2
Externe	1,26	4,40	0,96
KUT-high	0,97	3,60	0,93
KUT-low	0,87	3,30	0,92

Interne		Erreur
K (%)	2,0	0,5
Rb (ppm)	400	100

Da alpha		Da bêta				Da gamma			
Da alpha INAA + atténuation	Erreur	Externe, avec INAA	Erreur	Externe, compt. alpha	Erreur	Comptage alpha	Erreur	INAA	Erreur
0,075	0,011	0,909	0,044	1,024	0,110	743	112	503	37
Da alpha compt + atténuation		Interne		externe		Da gamma			
0,089	0,049	0,208	0,037	0,966	0,08	0,623	0,07		

Da avec abondances uniquement

Dose annuelle totale (Gy/ka)	Erreur
1,844	0,08

Da avec comptage alpha et abondances

Dose annuelle totale (Gy/ka)	Erreur
2,037	0,13

Échantillon CCO-1c

Taille granulométrique (mm)	125	250
Attaque HF?	Non	
Teneur en eau (%)	0,5	
Saturation (%)	10	
Teneur en eau (%)	3,67	

		Erreur
Valeur "a"	0,10	0,05
Dose cosmique (Gy/ka)	0,15	0,045

	K	U	Th	Rb	Taille
Absorption	0,0702	0,1464	0,206	0,689	200
atténuation	0,9298	0,8536	0,795	0,3112	200

Analyses INAA	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)
Erreur relative	10	6	3,2
Externe	1,36	9,10	3,64
KUT-high	0,97	3,60	0,93
KUT-low	0,87	3,30	0,92

Interne		Erreur
K (%)	12,5	0,5
Rb (ppm)	400	100

Da alpha		Da bêta				Da gamma			
Da alpha INAA + atténuation	Erreur	Externe, avec INAA	Erreur	Externe, compt. alpha	Erreur	Comptage alpha	Erreur	INAA	Erreur
0,116	0,017	2,882	0,138	-	-	-	-	786	53
Da alpha compt + atténuation		Interne		externe		Da gamma			
-	-	0,784	0,037	-	-				

Da avec abondances uniquement

Dose annuelle totale (Gy/ka)	Erreur
*4,718	*0,16

*Pas de comptage alpha effectué

Da avec comptage alpha et abondances

Dose annuelle totale (Gy/ka)	Erreur
-	-

Échantillon CCO-1e

Taille granulométrique (mm)	125	250
Attaque HF?	Non	
Teneur en eau (%)	5,52	
Saturation (%)	10	
Teneur en eau (%)	7,01	

		Erreur
Valeur "a"	0,10	0,05
Dose cosmique (Gy/ka)	0,15	0,045

	K	U	Th	Rb	Taille
Absorption	0,0702	0,1464	0,206	0,689	200
atténuation	0,9298	0,8536	0,795	0,3112	200

Analyses INAA	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)
Erreur relative	10	6	3,2
Externe	0,96	4,20	1,11
KUT-high	0,97	3,60	0,93
KUT-low	0,87	3,30	0,92

Interne		Erreur
K (%)	12,5	0,5
Rb (ppm)	400	100

Da alpha		Da bêta				Da gamma			
Da alpha INAA + atténuation	Erreur	Externe, avec INAA	Erreur	Externe, compt. alpha	Erreur	Comptage alpha	Erreur	INAA	Erreur
0,061	0,009	0,936	0,035	1,022	0,086	634	86	483	30
Da alpha compt + atténuation		Interne		externe		Da gamma			
0,072	0,039	0,784	0,037	0,979	0,06	0,558	0,06		

Da avec abondances uniquement

Dose annuelle totale (Gy/ka)	Erreur
2,414	0,07

Da avec comptage alpha et abondances

Dose annuelle totale (Gy/ka)	Erreur
2,544	0,11

Échantillon PCH-1

Taille granulométrique (mm)	125	250
Attaque HF?	Non	
Teneur en eau (%)	3,88	
Saturation (%)	30	
Teneur en eau (%)	12,59	

		Erreur
Valeur "a"	0,10	0,05
Dose cosmique (Gy/ka)	0,15	0,045

	K	U	Th	Rb	Taille
Absorption	0,0702	0,1464	0,206	0,689	200
atténuation	0,9298	0,8536	0,795	0,3112	200

Analyses INAA	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)
Erreur relative	10	6	3,2
Externe	1,38	5,80	2,17
KUT-high	1,13	7,30	2,14
KUT-low	1,40	6,30	2,16

Interne		Erreur
K (%)	12,5	0,5
Rb (ppm)	400	100

Da alpha		Da bêta				Da gamma			
Da alpha INAA + atténuation	Erreur	Externe, avec INAA	Erreur	Externe, compt. alpha	Erreur	Comptage alpha	Erreur	INAA	Erreur
0,080	0,012	1,621	0,123	1,792	0,219	1071	165	856	81
Da alpha compt + atténuation		Interne		externe		Da gamma			
0,108	0,062	0,784	0,037	1,706	0,17	0,964	0,12		

Da avec abondances uniquement

Dose annuelle totale (Gy/ka)	Erreur
3,491	0,16

Da avec comptage alpha et abondances

Dose annuelle totale (Gy/ka)	Erreur
3,713	0,23

Échantillon PLI-1

Taille granulométrique (mm)	125	250
Attaque HF?	Non	
Teneur en eau (%)	2,95	
Saturation (%)	30	
Teneur en eau (%)	11,97	

		Erreur
Valeur "a"	0,10	0,05
Dose cosmique (Gy/ka)	0,15	0,045

	K	U	Th	Rb	Taille
Absorption	0,0702	0,1464	0,206	0,689	200
atténuation	0,9298	0,8536	0,795	0,3112	200

Analyses INAA	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)
Erreur relative	10	6	3,2
Externe	5,64	10,90	1,92
KUT-high	6,06	10,20	1,95
KUT-low	6,58	9,20	1,95

Interne		Erreur
K (%)	12,5	0,5
Rb (ppm)	400	100

Da alpha		Da bêta				Da gamma			
Da alpha INAA + atténuation	Erreur	Externe, avec INAA	Erreur	Externe, compt. alpha	Erreur	Comptage alpha	Erreur	INAA	Erreur
0,235	0,035	2,032	0,173	2,354	0,388	1871	364	1444	165
Da alpha compt + atténuation		Interne		externe		Da gamma			
0,263	0,15	0,784	0,037	2,193	0,28	1,657	0,26		

Da avec abondances uniquement

Dose annuelle totale (Gy/ka)	Erreur
4,645	0,25

Da avec comptage alpha et abondances

Dose annuelle totale (Gy/ka)	Erreur
5,048	0,42

Échantillon SMA-2

Taille granulométrique (mm)	125	250
Attaque HF?	Non	
Teneur en eau (%)	4,89	
Saturation (%)	30	
Teneur en eau (%)	13,26	

		Erreur
Valeur "a"	0,10	0,05
Dose cosmique (Gy/ka)	0,15	0,045

	K	U	Th	Rb	Taille
Absorption	0,0702	0,1464	0,206	0,689	200
atténuation	0,9298	0,8536	0,795	0,3112	200

Analyses INAA	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)
Erreur relative	10	6	3,2
Externe	3,47	17,70	2,29
KUT-high	3,08	14,20	2,40
KUT-low	3,95	24,10	2,50

Interne		Erreur
K (%)	12,5	0,5
Rb (ppm)	400	100

Da alpha		Da bêta				Da gamma			
Da alpha INAA + atténuation	Erreur	Externe, avec INAA	Erreur	Externe, compt. alpha	Erreur	Comptage alpha	Erreur	INAA	Erreur
0,221	0,033	2,129	0,158	-	-	-	-	1621	164
Da alpha compt + atténuation		Interne		externe		Da gamma			
-	-	0,784	0,037	-	-	-	-		

Da avec abondances uniquement

Dose annuelle totale (Gy/ka)	Erreur
*4,905	*0,24

* Pas de comptage alpha effectué

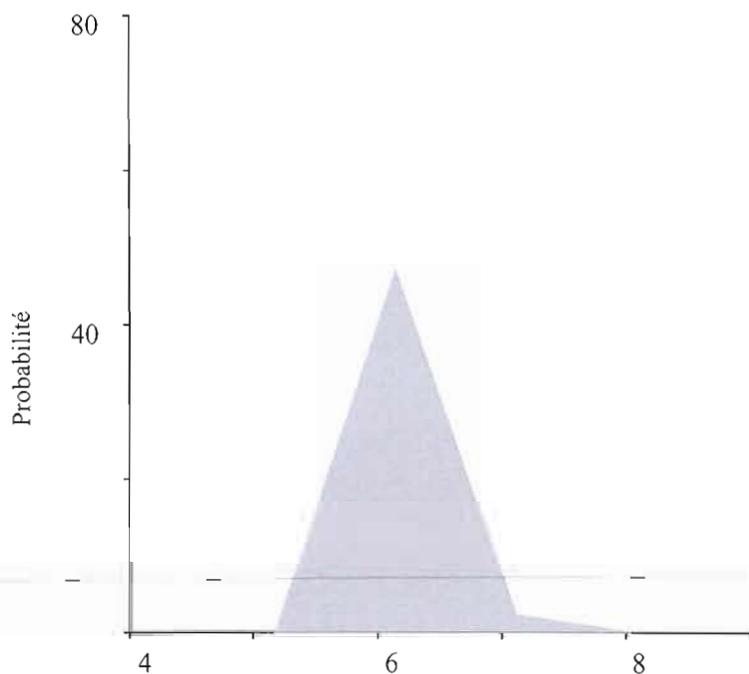
Da avec comptage alpha et abondances

Dose annuelle totale (Gy/ka)	Erreur
-	-



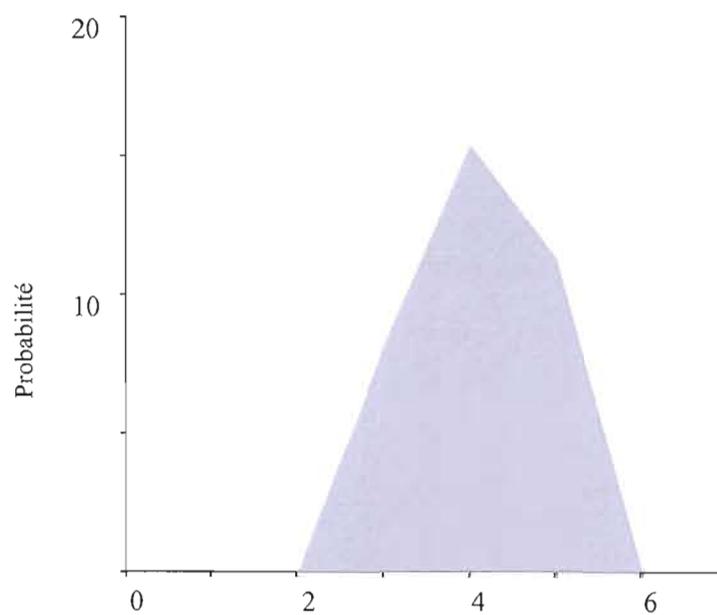
APPENDICE C

SYNTHÈSE DES MESURES EN LUMINESCENCE

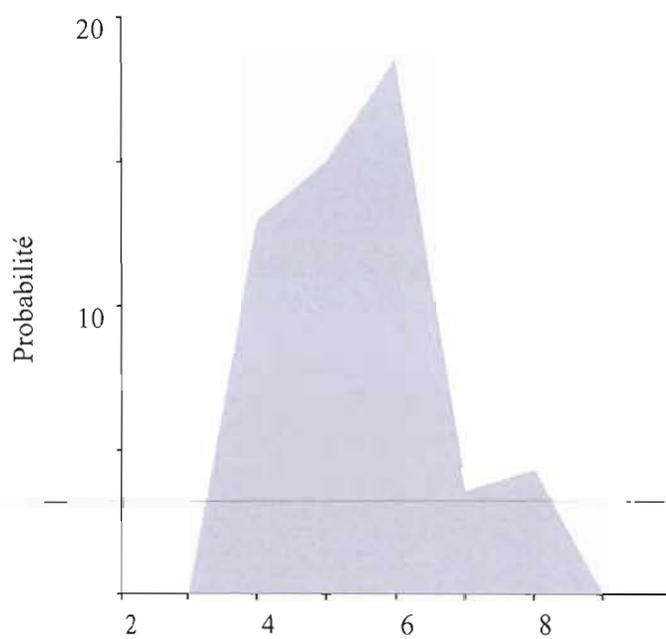


<u>BAA-1</u>	<u>Ln/Tn</u> 44	<u>Erreur</u>	<u>Lx/Tx</u> 100	<u>Erreur</u>	<u>Lx/Tx</u> 400	<u>Erreur</u>	<u>Lx/Tx</u> 850	<u>Erreur</u>	<u>Lx/Tx</u> 1640	<u>Erreur</u>
Moy	6,24	0,09	3,29	0,02	11,93	0,02	17,0	0,3	20,4	0,5
Moy tém	1,19	0,01	1,21	0,01	1,21	0,01	1,21	0,01	1,23	0,01
Facteur tém	1,170	0,003	1,170	0,003	1,170	0,003	1,170	0,003	1,170	0,003
Facteur corr	0,983	0,009	0,967	0,008	0,967	0,008	0,967	0,008	0,951	0,008
Moy corr	6,1	0,1	3,18	0,05	11,5	0,2	16,4	0,4	19,4	0,5

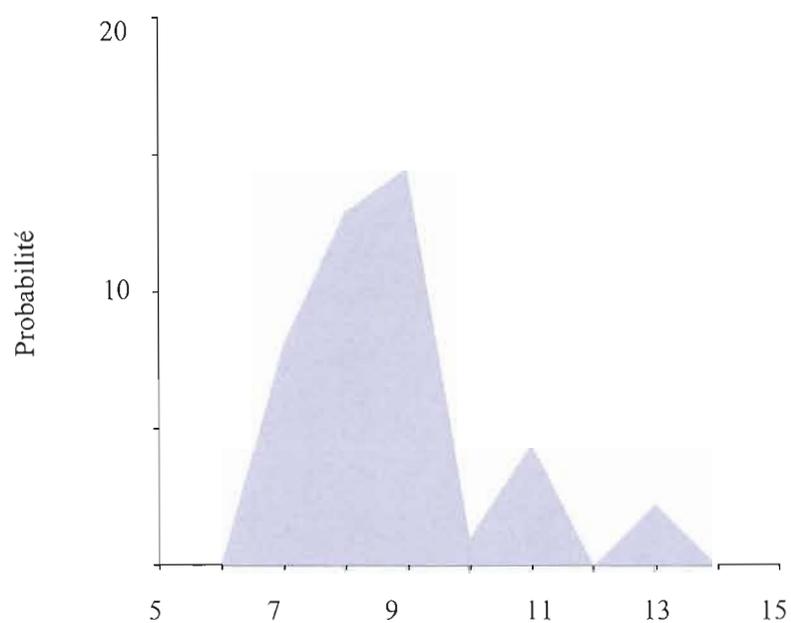
Note: les histogrammes représentent la distribution des Ln/Tn



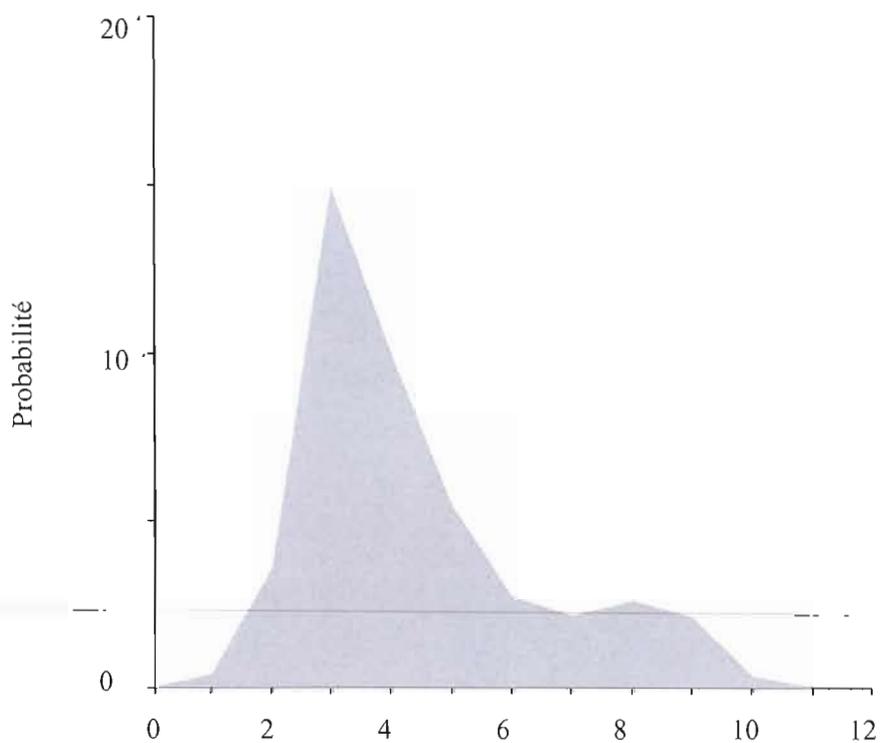
BKU-1	Ln/Tn	Erreur	Lx/Tx	Erreur	Lx/Tx	Erreur	Lx/Tx	Erreur	Lx/Tx	Erreur
	48		100		400		850		1640	
Moy	3,6	0,1	2,96	0,04	9,5	0,3	14,2	0,3	18,2	0,3
Moy tém	1,20	0,02	1,18	0,01	1,16	0,01	1,18	0,02	1,250	0,005
Facteur tém	1,170	0,003	1,170	0,003	1,170	0,003	1,170	0,003	1,170	0,003
Facteur corr	0,98	0,02	0,992	0,006	1,01	0,01	0,99	0,01	0,936	0,004
Moy corr	3,5	0,1	2,93	0,04	9,6	0,3	14,0	0,4	17,1	0,3



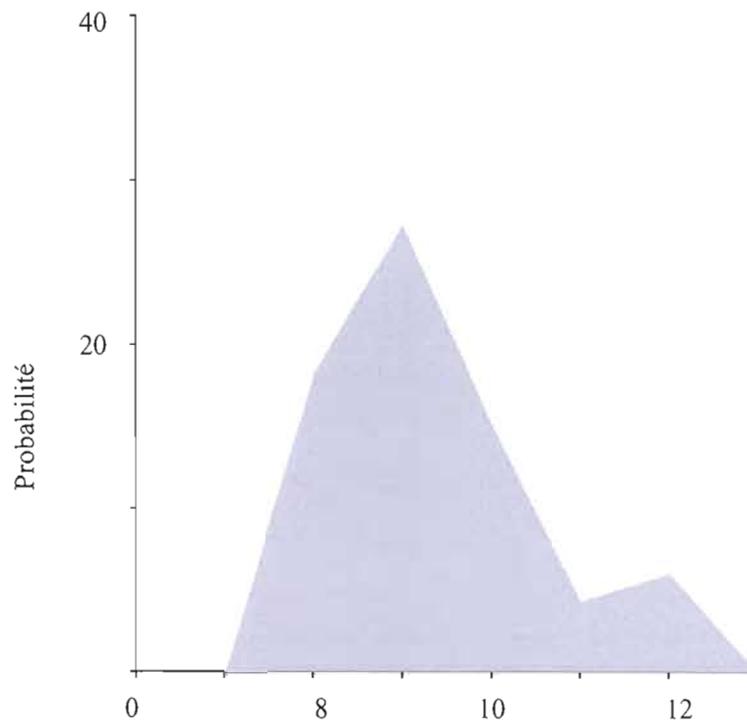
<u>BLI-1</u>	Ln/Tn	Erreur	Lx/Tx	Erreur	Lx/Tx	Erreur	Lx/Tx	Erreur	Lx/Tx	Erreur
	48		100		400		850		1640	
Moy	5,6	0,2	3,3	0,4	9,4	0,2	12,6	0,6	14,6	0,5
Moy tém	1,18	0,01	1,21	0,01	1,21	0,01	1,21	0,01	1,23	0,01
Facteur tém	1,170	0,003	1,170	0,003	1,170	0,003	1,170	0,003	1,170	0,003
Facteur corr	0,99	0,01	0,97	0,01	0,97	0,01	0,97	0,01	0,95	0,01
Moy corr	5,5	0,2	3,2	0,4	9,1	0,2	12,2	0,6	13,8	0,5



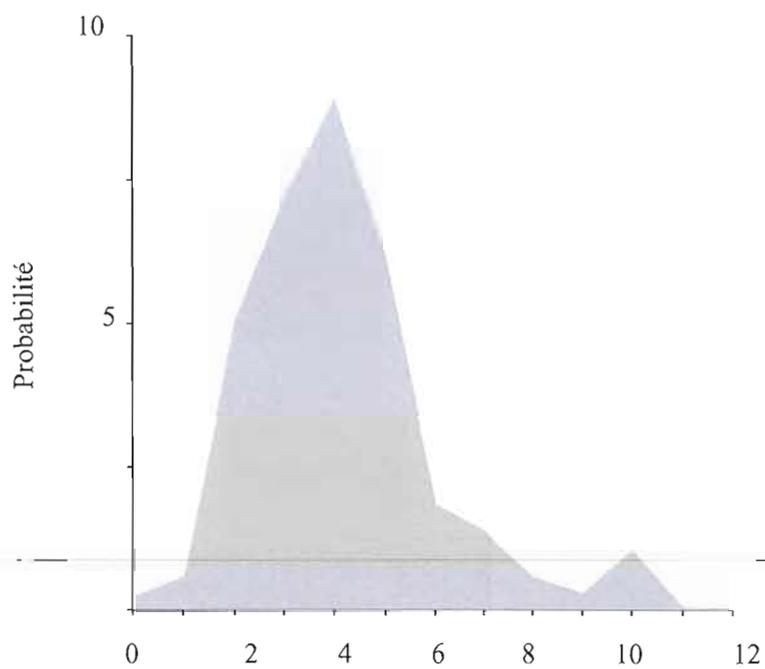
<u>CCO-1a</u>	Ln/Tn	Erreur	Lx/Tx	Erreur	Lx/Tx	Erreur	Lx/Tx	Erreur	Lx/Tx	Erreur
	40		100		400		800		1865	
Moy	9,0	0,2	3,30	0,03	13,0	0,1	20,6	0,2	29,5	0,3
Moy tém	1,15	0,01	1,125	0,002	1,19	0,01	1,178	0,004	1,18	0,01
Facteur tém	1,170	0,003	1,170	0,003	1,170	0,003	1,170	0,003	1,170	0,003
Facteur corr	1,017	0,009	1,040	0,003	0,983	0,009	0,993	0,004	0,992	0,009
Moy corr	9,2	0,2	3,43	0,03	12,8	0,2	20,4	0,2	29,3	0,4



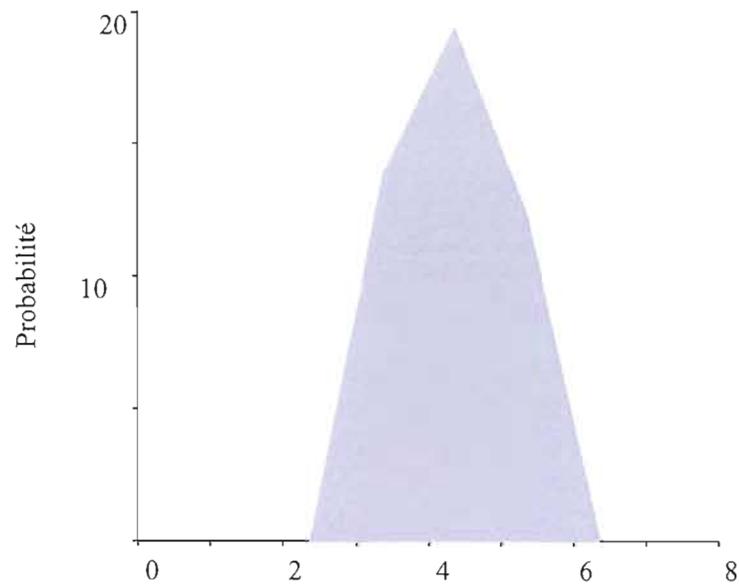
CCO-1b	Ln/Tn	Erreur	Lx/Tx	Erreur	Lx/Tx	Erreur	Lx/Tx	Erreur	Lx/Tx	Erreur
	32		100		400		815		1800	
Moy	4,3	0,3	3,5	0,1	10,0	0,2	13,4	0,7	19,90	2,14
Moy tém	1,11	0,02	1,136	0,003	1,175	0,009	1,109	0,002	1,135	0,005
Facteur tém	1,170	0,003	1,170	0,003	1,170	0,003	1,170	0,003	1,170	0,003
Facteur corr	1,05	0,02	1,030	0,004	0,996	0,008	1,055	0,003	1,031	0,005
Moy corr	4,5	0,3	3,6	0,1	10,0	0,2	14,1	0,7	21	2



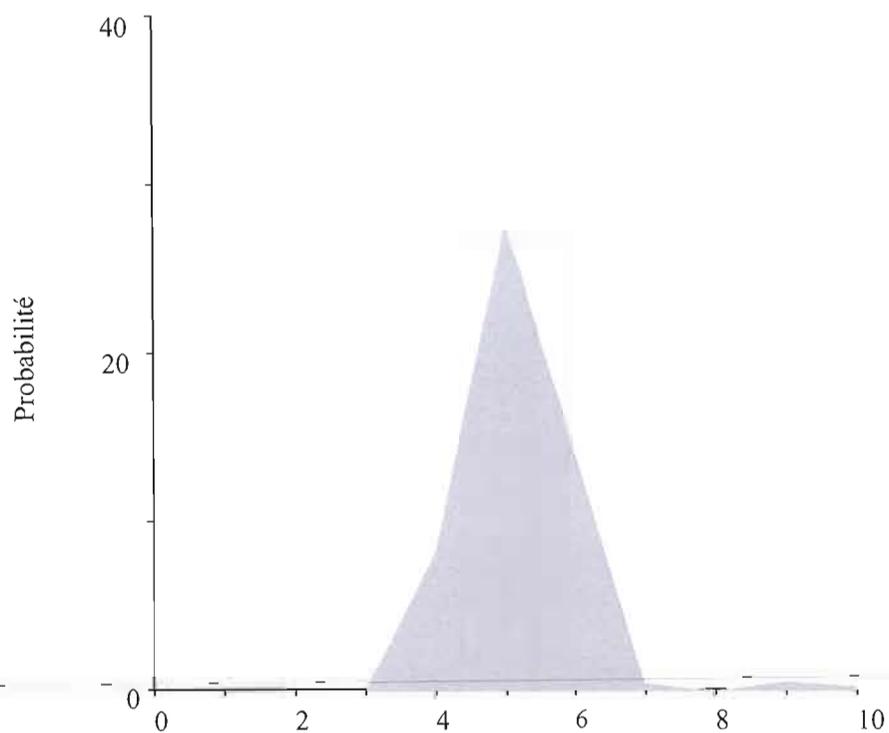
<u>CCO-1c</u>	Ln/Tn 48	Erreur	Lx/Tx 100	Erreur	Lx/Tx 400	Erreur	Lx/Tx 815	Erreur	Lx/Tx 1800	Erreur
Moy	9,3	0,2	3,62	0,02	12,21	0,04	18,0	0,1	26,4	0,3
Moy tém	1,182	0,003	1,136	0,003	1,175	0,009	1,109	0,002	1,135	0,005
Facteur tém	1,170	0,003	1,170	0,003	1,170	0,003	1,170	0,003	1,170	0,003
Facteur corr	0,990	0,004	1,030	0,004	1,00	0,01	1,055	0,003	1,031	0,005
Moy corr	9,2	0,2	3,72	0,02	12,2	0,1	19,0	0,1	27,2	0,3



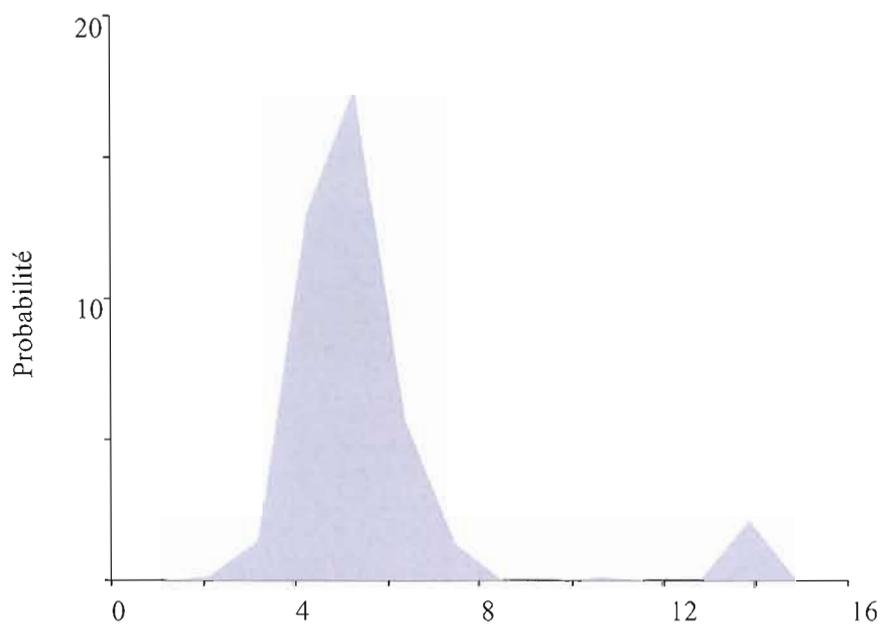
<u>CCO-1e</u>	Ln/Tn 25	Erreur	Lx/Tx 100	Erreur	Lx/Tx 400	Erreur	Lx/Tx 800	Erreur	Lx/Tx 1865	Erreur
Moy	4,4	0,2	3,0	0,4	11	1	13	1	18	2
Moy tém	1,10	0,02	1,125	0,002	1,188	0,007	1,178	0,005	1,182	0,006
Facteur tém	1,170	0,003	1,170	0,003	1,170	0,003	1,170	0,003	1,170	0,003
Facteur corr	1,06	0,02	1,040	0,003	0,98	0,01	0,993	0,005	0,990	0,006
Moy corr	4,7	0,3	3,1	0,5	11	1	13	1	18	2



<u>PCH-1</u>	<u>Ln/Tn</u>	<u>Erreur</u>	<u>Lx/Tx</u>	<u>Erreur</u>	<u>Lx/Tx</u>	<u>Erreur</u>	<u>Lx/Tx</u>	<u>Erreur</u>	<u>Lx/Tx</u>	<u>Erreur</u>
	48		100		400		850		1640	
Moy	4,8	0,1	3,01	0,03	10,2	0,2	14,8	0,5	17,7	0,5
Moy tém	1,194	0,009	1,183	0,006	1,16	0,01	1,18	0,02	1,250	0,005
Facteur tém	1,170	0,003	1,170	0,003	1,170	0,003	1,170	0,003	1,170	0,003
Facteur corr	0,980	0,008	0,989	0,006	1,01	0,01	0,99	0,01	0,936	0,004
Moy corr	4,7	0,1	2,98	0,03	10,1	0,2	14,7	0,5	16,6	0,4



<u>PLI-1</u>	Ln/Tn 43	Erreur	Lx/Tx 100	Erreur	Lx/Tx 400	Erreur	Lx/Tx 850	Erreur	Lx/Tx 1640	Erreur
Moy	5,4	0,1	2,90	0,04	8,8	0,2	12,8	0,3	15,6	0,4
Moy tém	1,20	0,02	1,183	0,006	1,16	0,01	1,18	0,02	1,250	0,005
Facteur tém	1,170	0,003	1,170	0,003	1,170	0,003	1,170	0,003	1,170	0,003
Facteur corr	0,98	0,02	0,989	0,006	1,01	0,01	0,99	0,01	0,936	0,004
Moy corr	5,3	0,2	2,87	0,04	8,9	0,2	12,7	0,4	14,6	0,4

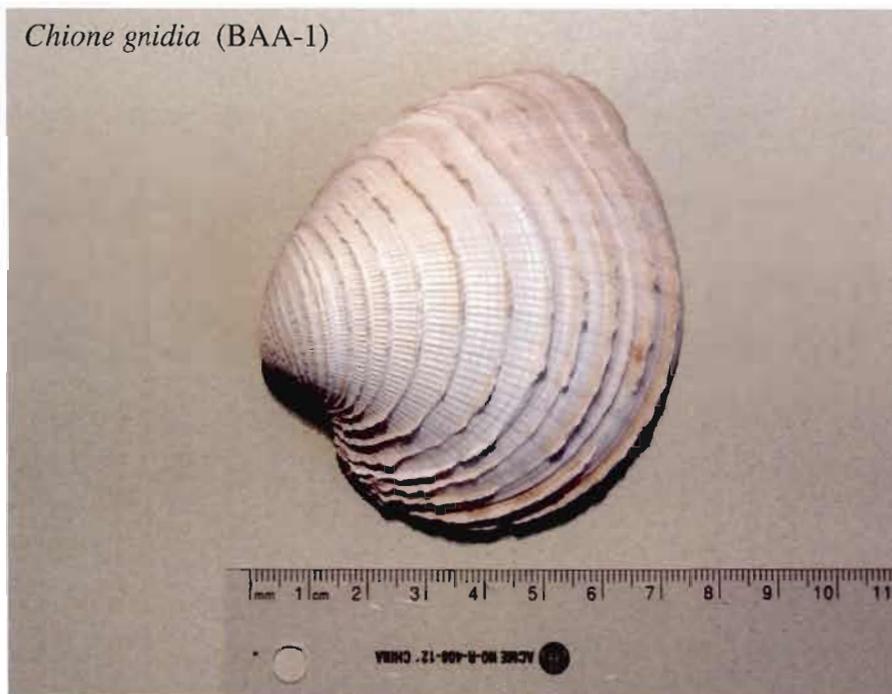


SMA-2	Ln/Tn 42	Erreur	Lx/Tx 104	Erreur	Lx/Tx 400	Erreur	Lx/Tx 815	Erreur	Lx/Tx 2170	Erreur
Moy	5,0	0,2	3,11	0,02	9,3	0,3	13,7	0,5	16,9	0,8
Moy tém	1,154	0,005	1,2	0,2	1,173	0,005	1,187	0,005	1,165	0,004
Facteur tém	1,170	0,003	1,170	0,003	1,170	0,003	1,170	0,003	1,170	0,003
Facteur corr	1,01	0,01	2,0	0,2	0,997	0,005	0,985	0,005	1,004	0,004
Moy corr	5,1	0,2	3,0	0,5	9,3	0,3	13,5	0,5	17,0	0,8

APPENDICE D

PLANCHE DE FOSSILES COMMUNS MARINS DU SONORA

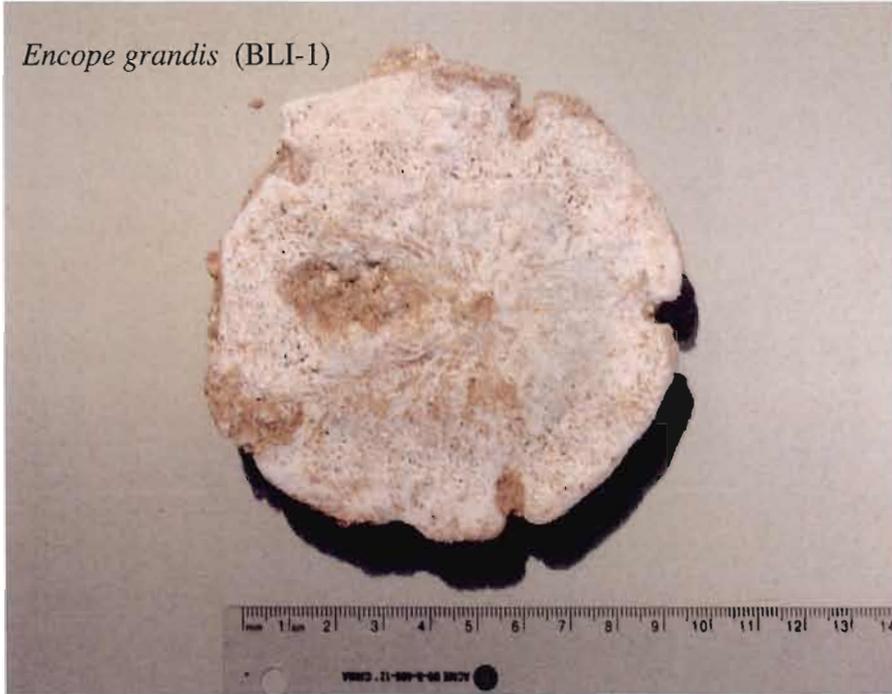
Chione gnidia (BAA-1)



Codakia distinguenda (BAA-1)



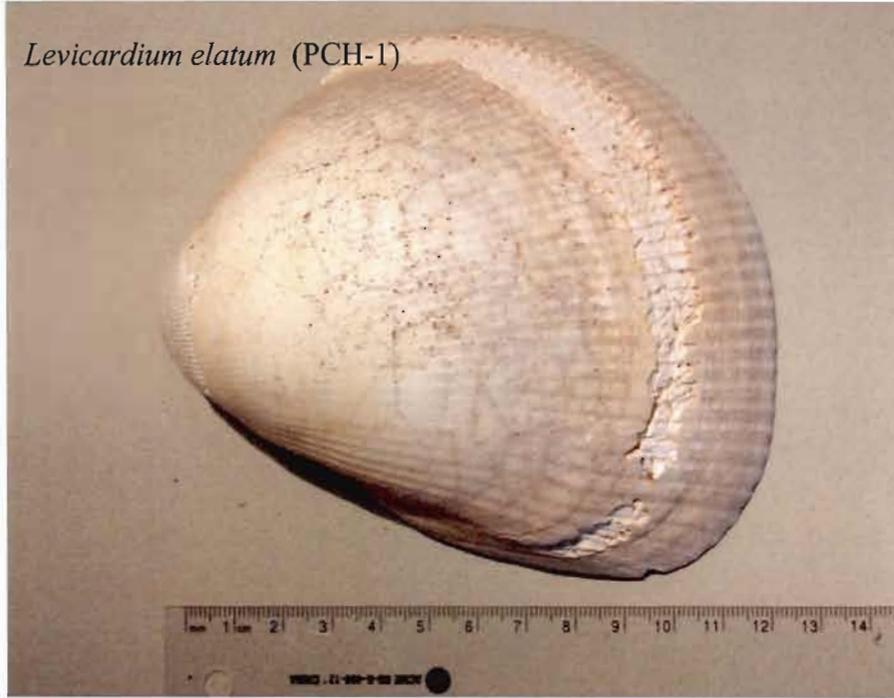
Encope grandis (BLI-1)



Turbo fluctuosus? (PLI-1)



Levicardium elatum (PCH-1)



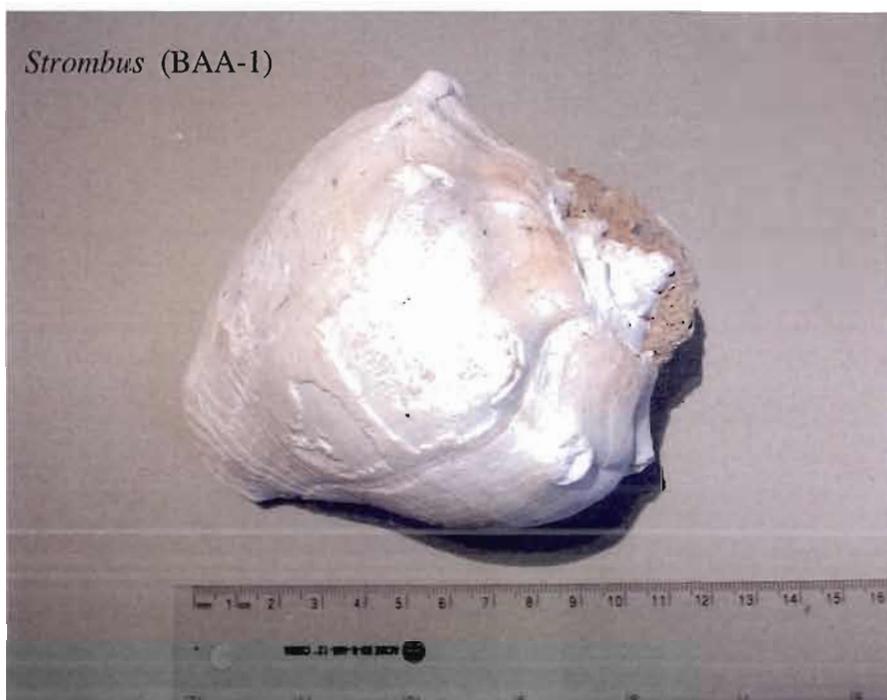
Murex (BAA-1)



Ostrea corteziensis (BLI-1)



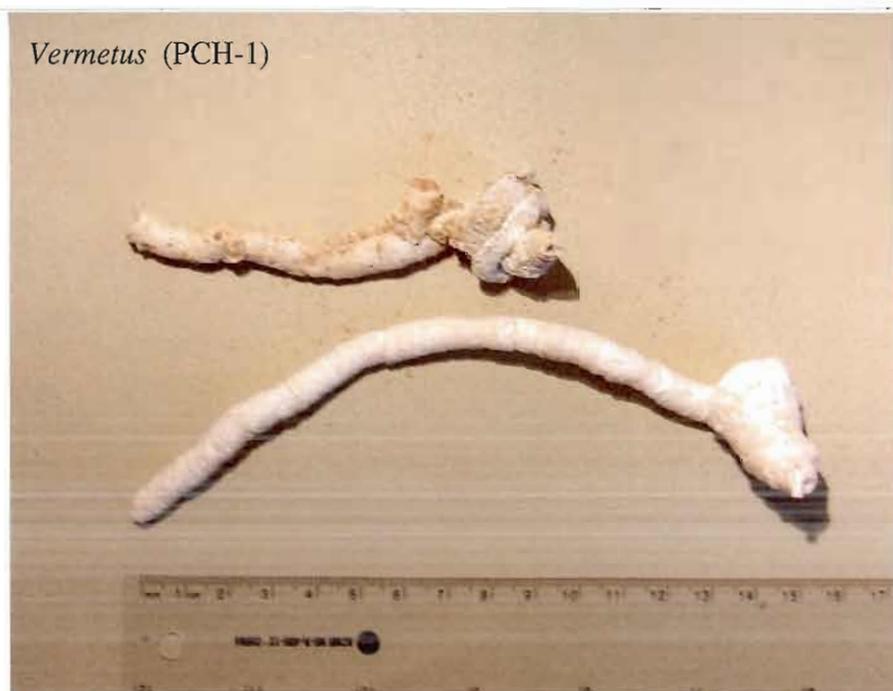
Strombus (BAA-1)



Turritella (PCH-1)



Vermetus (PCH-1)



APPENDICE E

LÉGENDES DES CARTES ET DES COUPES

LEGENDE DES CARTES

	dépôts lagunaires		cours d'eau (rio ou arroyo)
	sables et alluvions		cours d'eau asséché sauf lors de crues
	terrasses marines pléistocènes		route principale
	dunes barkhanes		localité (ville ou village)
	dunes longitudinales		localisation et numéro de coupe
	dépôts évaporitiques (playas ou sebkhas)		identification de la coupe échantillonnée
	roche volcanoclastique Miocène		indication des vents dominants édificateurs des structures éoliennes
	roche volcanique		faille couverte
	roche quartzitique		faille supposée
	socle granitique pré-Cénozoïque		

LEGENDE DES COUPES

	silts et sables fins		socle granitique pré-Cénozoïque
	sables		roche volcanique
	sables et graviers		niveau à lits d'ilménite
	sables fossilifères		niveau à forte énergie: mini-coquilles brisées (PCH-1)
	dépôt de bajada		niveau à caliche ou paléosols
	conglomérat		niveau à Strombus
	conglomérat marin		niveau à échinodermes (Encope grandis)
	lumachelle (ou coquina)		mollusques bivalves en position de vie
	bioherme à huîtres géantes		lentille conglomératique
	schistes noirs		stratifications entrecroisées
	schistes métasédimentaires		stratifications horizontales
	roche quartzitique		stratifications obliques