

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC  
INSTITUT NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE  
CENTRE EAU TERRE ENVIRONNEMENT

« DU MAAR AU DIATRÈME : LES CHAMPS VOLCANIQUES DE PALI  
AIKE (ARGENTINE) ET MISSOURI RIVER BREAKS (ÉTATS-UNIS) »

« *FROM MAAR TO DIATREME: PALI AIKE (ARGENTINA) AND MISSOURI RIVER  
BREAKS (UNITED-STATES) VOLCANIC FIELDS* »

Par

**Séverine DELPIT**

Thèse présentée pour l'obtention du grade de Philosophiæ doctor (Ph.D.)  
en **sciences de la Terre**

Jury d'évaluation

Président du jury et examinateur interne	Pierre Francus INRS Centre Eau Terre Environnement
Examineur externe	Volker Lorenz Universität Würzburg
Examineur externe	John Stix Université McGill
Directeur de recherche	Pierre-Simon Ross INRS Centre Eau Terre Environnement
Codirecteur de recherche	Lyal Harris INRS Centre Eau Terre Environnement



## REMERCIEMENTS

Ce travail de doctorat n'aurait pas pu voir le jour sans la contribution, de près ou de loin, d'un certain nombre de personnes que je tiens à remercier ici.

Tout d'abord, mes remerciements s'adressent à la personne qui m'a proposé le sujet de thèse et encadré : M. Pierre-Simon Ross. Sa grande disponibilité, les discussions et ses encouragements ont été grandement appréciés. Ma gratitude va aussi à M. Lyal Harris pour avoir accepté de codiriger ce projet de doctorat.

Je remercie également M. Pierre Francus, M. John Stix et M. Volker Lorenz pour avoir acceptés de juger la thèse. Je tiens particulièrement à remercier M. Lorenz Volker et M. John Stix d'avoir accepté de lire ce document dans une langue qui n'est pas leur sienne.

Je tiens également à remercier M. Bernd Zolitschka, M. Pierre Francus et toute l'équipe PASADO pour m'avoir permis de faire partie de cette aventure et de m'avoir si bien accueillie. Ce fut une expérience très enrichissante et inoubliable.

Je tiens à remercier B. Carter Hearn qui a fait un travail préliminaire remarquable sur les diatrèmes du Montana et qui a été un guide extraordinaire lors de l'excursion organisée par M. Pierre-Simon Ross. À cette occasion, j'ai eu la chance de rencontrer M. James White, M. Stephan Kurszlauskis et M. Volker Lorenz que je tiens grandement à remercier pour toutes les discussions très enrichissantes.

Je tiens aussi à remercier mes assistants de laboratoire M. Mathieu Rossignol, M. Jean-François Desbiens-lévesque et M. Julien Avard, qui ont eu la lourde tâche (et un peu ingrate) de dessiner le contour de milliers de grains et qui ont fait un très bon travail qui m'a été d'une grande aide. Je tiens aussi particulièrement à remercier Mme Marlène Villemure qui a été mon assistante de terrain dans le Montana. Les conditions désertiques de cette région et l'accès parfois difficile aux dépôts des diatrèmes n'ont jamais altéré sa bonne humeur et son aide, plus que précieuse sur le terrain.

Je tiens également à remercier M. Thomas Giachetti et en particulier M. Martin Jutzeler pour leur précieuse aide et leur discussion fort appréciée qui ont notablement contribué à ma compréhension de certains aspects de la méthode de granulométrie par analyse d'images et stéréologie.

Je tiens à remercier M. Stéphane Prémont, M. Marc Greendale et M. Philippe Girard pour leur aide au laboratoire et Mme Chantal Paquin pour sa gentillesse et sa disponibilité pour avoir répondu à toutes mes nombreuses requêtes d'article.

Ma gratitude s'adresse aussi à mes collègues de bureau pour leur sympathie, leur bonne humeur et leur encouragement qui ont pu rendre ce travail si agréable. Merci aussi à tous mes ami(e)s et notamment Stefania, Céline et Caroline pour leur soutien et leur encouragement qui ont été une aide précieuse à chaque moment.

Je tiens à remercier mes parents (Denise et Jean-Michel) pour m'avoir permis d'en arriver là. Un grand merci à toi maman qui a toujours été là pour moi à n'importe quel moment pour me soutenir, m'encourager et surtout me supporter dans les moments difficiles. Un grand merci à mon frère, Xavier, qui m'a toujours grandement inspiré et qui a toujours une pensée pour moi que ce soit entre deux interventions ou au fond d'une piscine.

Je tiens enfin à remercier Nicolas, l'homme avec qui je partage ma vie, dont le soutien et les encouragements ont été sans failles et essentiels. Un grand merci pour avoir été à mes côtés, pour avoir accepté mes hauts, mes bas et mes absences et pour ne jamais m'avoir abandonné.

## RÉSUMÉ

Ce projet de doctorat traite de certains processus éruptifs des maars-diatrèmes. Ces volcans monogéniques, de composition felsique à ultramafique, représentent le second type de volcan subaérien le plus commun après les cônes de scories. Leur structure se divise en deux parties principales: (i) le maar qui comprend le cratère, recoupant la surface pré-éruptive, et l'anneau de matériel pyroclastique composé de plusieurs lits d'épaisseur variable; et (ii) le diatrème, la partie souterraine de forme conique, qui se compose d'une partie supérieure litée et d'une partie inférieure non-litée. À la base du diatrème se trouve la zone de la racine (« *root zone* ») : lien entre le dyke nourricier et la base du diatrème. La communauté volcanologique internationale s'accorde sur l'origine phréatomagmatique de ces volcans : ils sont formés par une multitude d'explosions engendrées par l'interaction du magma ascendant avec une source d'eau externe. Toutefois, il existe une controverse quant à l'origine des diatrèmes kimberlitiques, qui se formeraient soit par fragmentation magmatique à cause de l'abondance de volatiles dans le magma, soit par fragmentation phréatomagmatique.

Les objectifs de ce projet étaient (i) de développer une méthode pour mesurer la granulométrie d'échantillons volcanoclastiques consolidés; (ii) d'étudier le contrôle potentiel de la nature du substrat sur la morphologie des maars-diatrèmes; (iii) de vérifier l'importance de la subsidence syn-éruptive dans l'évolution des diatrèmes; et (iv) de contraindre le mode de formation et de transport des pyroclastes juvéniles sub-sphériques à sphériques, communs dans les diatrèmes ultramafiques. Qui plus est, l'étude de diatrèmes ultramafiques a permis une comparaison entre ceux-ci et les diatrèmes kimberlitiques.

Deux sites d'étude ont été choisis afin de répondre à ces objectifs. D'abord, des maars ont été investigués dans le champ volcanique plio-pléistocène Pali Aike (PA), de composition basaltique alcaline à basanitique, dans le sud de l'Argentine. Puis, des diatrèmes ultramafiques d'âge Éocène ont été étudiés dans le champ volcanique Missouri River Breaks (MRB), au Montana (États-Unis). Pour chacun des sites, une étude de la morphologie des systèmes ainsi qu'une étude détaillée des dépôts pyroclastiques ont été réalisées.

Les observations de terrain ont été associées à des analyses en laboratoire : granulométrie, pétrographie et géochimie. Pour les dépôts consolidés, une méthode d'analyse granulométrique par traitement d'images et stéréologie a été développée afin d'avoir des données directement comparables aux données granulométriques d'échantillons meubles obtenues par tamisage.

L'influence syn-éruptive du substrat sur les maars et les diatrèmes pourrait avoir été surestimée dans la littérature. Les diatrèmes du champ volcanique MRB, mis en place dans un substrat « mou », sont profonds (>1,3-1,5 km), larges, et leur parois sont abruptes ce qui est plutôt typique d'un substrat rocheux : la partie profonde du diatrème n'est pas influencée fortement par le substrat. Pour les maars, la difficulté est de séparer l'évolution post-éruptive de la forme du cratère juste après l'éruption. Les maars du champ volcanique PA se sont mis en place dans un substrat « mixte », mais leur morphologie semble avoir été plus affectée par des processus post-éruptifs (érosion et subsidence) que par la nature du substrat au moment de l'éruption.

La subsidence syn-éruptive est un mécanisme ayant été très actif durant la mise en place des maars-diatrèmes du champ volcanique MRB. Les indices de terrain le démontrant sont : le litage en auge dans les dépôts pyroclastiques, à grande profondeur par rapport à la paléosurface; la présence de domaines de la roche encaissante à plus de 1 km de profondeur par rapport à leur niveau d'origine; et les lits sédimentaires courbés dans le substrat en bordure du diatrème. Toutefois, la subsidence syn-éruptive n'est pas forcément observable dans tous les maars-diatrèmes à travers le monde, et la variation de l'importance de ce phénomène a des implications pour les modèles de mise en place des diatrèmes.

Les pyroclastes juvéniles sub-sphériques à sphériques, souvent identifiés dans les diatrèmes kimberlitiques - et donc supposés par plusieurs auteurs être formés par fragmentation magmatique - se retrouvent aussi dans les dépôts pyroclastiques des diatrèmes du champ MRB. L'absence de vésicules et le fait que de tels pyroclastes aient été recréés en laboratoire par fragmentation phréatomagmatique prouvent qu'il est possible de les intégrer dans le modèle phréatomagmatique de mise en place des diatrèmes du champ volcanique MRB. Ces pyroclastes se forment suite à la fragmentation d'un magma peu visqueux dans le diatrème et acquièrent une forme sphérique par tension de surface avant de refroidir rapidement.

Les nombreux points communs mis en évidence entre les diatrèmes de composition ultramafique du champ volcanique MRB et les diatrèmes de composition kimberlitique (classe 1) tels que : (i) une structure comparable; (ii) une composition ultramafique; (iii) du litage dans les dépôts pyroclastiques; (iv) des colonnes de dépôts pyroclastiques non-litées; (v) des domaines du substrat déplacés dans le diatrème; et (vi) la présence de pyroclastes juvéniles sub-sphériques à sphériques, a conduit à l'hypothèse qu'une fragmentation phréatomagmatique peut être également envisagée pour la formation des maars-diatrèmes kimberlitiques.

## ABSTRACT

This doctoral thesis addresses eruptive processes in maar-diatreme volcanoes. These monogenetic volcanoes of felsic to ultramafic composition are the second most common type of subaerial volcano after scoria cones. Their structure is divided into two major parts: (i) the maar, a crater which cuts the pre-eruptive surface, surrounded by a tephra ring composed of several beds of variable thicknesses; (ii) the diatreme, the cone-shaped subterranean part, which is composed of an upper bedded part and a lower unbedded part. At the base of the diatreme, the root zone marks the transition between the feeder dyke and the diatreme. The international volcanology community agrees on the phreatomagmatic origin of these volcanoes: they form by a series of explosions resulting from the interaction of rising magma with external water. However, there is some controversy about kimberlitic diatremes which would result either from magmatic fragmentation (due to excess volatiles in the magma) or from phreatomagmatic fragmentation.

The objectives of the project were to (i) develop a method to measure the grain-size distribution of consolidated volcanoclastic samples; (ii) study the potential control of the type of substrate on maar-diatreme morphology; (iii) verify the importance of syn-eruptive subsidence for the evolution of diatremes; and (iv) constrain the mode of formation and transport of juvenile sub-spherical to spherical pyroclasts, common in ultramafic diatremes. In addition, the study of ultramafic diatremes allows a comparison between them and kimberlitic diatremes.

Two study sites were chosen. First, maars were investigated within the Pali Aike volcanic field (PAVF), of alkali basalt to basanitic composition, in southern Argentina. Then ultramafic diatremes of Eocene age were studied in the Missouri River Breaks (MRB) volcanic field in Montana (United States). For each site, the morphology of the volcanoes was characterized, and a detailed study of the pyroclastic deposits was made.

Field observations were associated to laboratory analyses: grain-size, petrography and geochemistry. For consolidated deposits, an image processing and stereology method has been developed to obtain grain-size data directly comparable with sieving data from unconsolidated samples.

The influence of the type of substrate, on maars and diatremes during the eruption may have been overestimated in the literature. The MRB diatremes were emplaced in a soft substrate yet they are deep (>1.3 km-1.5 km), wide, and steep, features supposedly more

typical of diatremes emplaced in a hard substrate. Clearly, the deep diatreme is not strongly influenced by the type of substrate. For maars, the difficulty is to separate the post-eruptive evolution from the crater shape just after the eruption. The PAVF maars are set in a mixed substrate, but their morphology seems to be more influenced by post-eruptive processes (erosion and subsidence) than by the type of substrate during the eruption.

Syn-eruptive subsidence was very active during the emplacement of the MRB diatremes. Field evidence supporting this contention includes the saucer-shape bedding of pyroclastic deposits to great depths from the paleosurface; the presence of country rock domains now displaced more than 1 km down from their original levels; and the downward curvature of sedimentary layers in the substrate near the walls of the diatremes. However, syn-eruptive subsidence is not necessarily observable in all maar-diatremes worldwide and variations in the importance of this phenomenon have implications for diatreme emplacement models.

The sub-spherical to spherical juvenile pyroclasts often identified within kimberlitic diatremes – and assumed by several authors to be formed by magmatic fragmentation – are also found in the pyroclastic deposits of the MRB diatremes. The lack of vesicles and the fact that such pyroclasts have been created in the laboratory as a result of phreatomagmatic fragmentation show that it is possible to integrate them in a phreatomagmatic model for the MRB diatremes. These pyroclasts are formed by fragmentation of low viscosity magma in the diatreme and acquire their spherical shape due to surface tension, before cooling quickly.

The numerous common points between ultramafic diatremes of the MRB volcanic field and kimberlitic diatremes (class 1) such as (i) a comparable structure; (ii) an ultramafic composition; (iii) the presence of bedded pyroclastic deposits; (iv) the occurrence of columns of unbedded pyroclastic deposits; (v) country rock domains displaced downwards in the diatreme; and (vi) the presence of sub-spherical to spherical juvenile pyroclasts, leads to the idea that phreatomagmatic fragmentation can be envisaged for kimberlitic diatremes too.

# TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS .....	iii
RÉSUMÉ .....	v
ABSTRACT .....	vii
TABLE DES MATIÈRES .....	ix
LISTE DES TABLEAUX .....	xvii
LISTE DES FIGURES .....	xix
CHAPITRE 1 : INTRODUCTION .....	1
1.1 Les systèmes volcaniques de type maar-diatrème : généralités .....	3
1.1.1 Les maars-diatrèmes non-kimberlitiques .....	3
a Structure .....	4
b Composition du matériel pyroclastique .....	6
c Mécanisme de fragmentation phréatomagmatique .....	6
d Mise en place et croissance du système .....	8
1.1.2 Les maars-diatrèmes kimberlitiques .....	10
a Les kimberlites, hôtes des diamants .....	10
b Texture, minéralogie et géochimie .....	10
c Structure .....	11
d Nomenclature .....	13
e Mode de mise en place .....	14
1.2 Problématique et objectifs .....	14
1.2.1 Le rôle du substrat .....	16
1.2.2 Subsidence syn-éruptive .....	16
1.2.3 Les pyroclastes juvéniles sub-sphériques à sphériques .....	17
1.2.4 Comparaison entre des maars-diatrèmes ultramafiques et kimberlitiques .....	18
1.2.5 Analyse granulométrique par traitement d'images et stéréologie .....	18

<b>1.3</b>	<b>Méthodologie .....</b>	<b>18</b>
1.3.1	Études de terrain .....	19
a	Les maars du champ volcanique Pali Aike .....	19
b	Les diatrèmes du champ volcanique Missouri River Breaks .....	20
1.3.2	Études granulométriques : tamisage et traitement d'images et stéréologie .....	20
1.3.3	Études pétrographiques et géochimiques .....	21
1.4	Plan de la thèse .....	21
<b>CHAPITRE 2 : GRANULOMÉTRIE PAR TRAITEMENT D'IMAGES ET STÉRÉOLOGIE</b>		<b>23</b>
2.1	Introduction du chapitre .....	23
2.2	Méthodologie des analyses granulométriques .....	25
2.2.1	Tamisage .....	25
2.2.2	Traitement d'images et stéréologie .....	26
a	Traitement d'images .....	26
b	Stéréologie .....	34
2.3	Résultats .....	36
2.3.1	Analyse granulométrique par tamisage .....	36
2.3.2	Analyse granulométrique par traitement d'images et stéréologie .....	36
2.3.3	Comparaison entre les analyses granulométriques par tamisage et par traitement d'images et stéréologie .....	38
2.4	Discussion .....	39
2.4.1	Nombre de grains .....	40
2.4.2	Nombre de grossissements .....	42
2.4.3	Densité .....	42
2.5	Conclusion du chapitre .....	43
<b>CHAPITRE 3 : LE CHAMP VOLCANIQUE PALI AIKE, ARGENTINE</b>		<b>45</b>
3.1	Introduction du chapitre .....	45
3.2	Contexte géographique .....	49

<b>3.3</b>	<b>Contexte tectonique et géodynamique .....</b>	<b>51</b>
<b>3.4</b>	<b>Le champ volcanique Pali Aike .....</b>	<b>57</b>
3.4.1	Stratigraphie volcanique et géochronologie .....	57
3.4.2	Contrôle tectonique .....	60
3.4.3	Géochimie et pétrologie .....	61
a	Travaux antérieurs .....	61
b	Nouvelles données .....	63
3.4.4	Nature du substrat .....	68
<b>3.5</b>	<b>Vue d'ensemble de l'analyse granulométrique .....</b>	<b>68</b>
<b>3.6</b>	<b>Sites d'étude .....</b>	<b>72</b>
3.6.1	Le maar Tito .....	72
3.6.2	Le complexe des maars imbriqués .....	85
a	Le maar Est .....	85
b	Le maar Ouest .....	104
3.6.3	La rangée de maars Est-Ouest .....	110
3.6.4	La série d'anneaux de « <i>spatter</i> » .....	112
3.6.5	Le « Chapeau Mexicain » .....	114
3.6.6	Le maar Potrok Aike .....	116
a	Dépôts pré-maar .....	118
b	Dépôts possibles du maar .....	120
c	Synthèse sur le maar Potrok Aike .....	133
<b>3.7</b>	<b>Discussion .....</b>	<b>134</b>
3.7.1	Vésicularité des fragments juvéniles .....	134
3.7.2	Granulométrie .....	135
3.7.3	Fragments lithiques .....	135
3.7.4	Structure .....	136
3.7.5	Recyclage .....	136
3.7.6	Transition phréatomagmatique-magmatique et vice-versa .....	137

<b>3.8</b>	<b>Conclusions du chapitre .....</b>	<b>138</b>
<b>CHAPITRE 4 : LES DIATRÈMES DU CHAMP VOLCANIQUE MISSOURI RIVER BREAKS, MONTANA (ÉTATS-UNIS) .....</b>		
<b>4.1</b>	<b>Introduction du chapitre .....</b>	<b>141</b>
<b>4.2</b>	<b>Contexte géographique et géodynamique .....</b>	<b>142</b>
<b>4.2.1</b>	<b>La province alcaline du Montana .....</b>	<b>142</b>
<b>4.2.2</b>	<b>Nature du substrat .....</b>	<b>148</b>
a	Socle cristallin et métamorphique .....	148
b	Roches et dépôts sédimentaires .....	150
c	Hydrogéologie actuelle du substrat .....	154
<b>4.3</b>	<b>Le champ volcanique Missouri River Breaks .....</b>	<b>155</b>
<b>4.3.1</b>	<b>Introduction et pétrologie .....</b>	<b>155</b>
<b>4.3.2</b>	<b>Sites d'étude .....</b>	<b>157</b>
a	Hay Coulee .....	157
b	Black Butte .....	161
c	Lone Tree Ridge .....	161
d	Ervin Ridge .....	164
e	Bullwhacker Coulee .....	164
<b>4.4</b>	<b>Caractéristiques des diatrèmes .....</b>	<b>167</b>
<b>4.4.1</b>	<b>Morphologie des diatrèmes .....</b>	<b>167</b>
<b>4.4.2</b>	<b>Le matériel pyroclastique de remplissage des diatrèmes .....</b>	<b>167</b>
a	Les dépôts pyroclastiques lités .....	169
b	Les dépôts pyroclastiques non-lités .....	183
<b>4.4.3</b>	<b>Le matériel juvénile .....</b>	<b>187</b>
a	Les pyroclastes sub-sphériques à sphériques .....	187
b	Agrégats de cendres et fragments de tuf .....	192
<b>4.4.4</b>	<b>Les roches ignées intrusives .....</b>	<b>194</b>
<b>4.4.5</b>	<b>Les dykes sédimentaires .....</b>	<b>196</b>

<b>4.5</b>	<b>Interprétation des caractéristiques-clés des diatrèmes .....</b>	<b>196</b>
<b>4.5.1</b>	<b>Origine phréatomagmatique .....</b>	<b>198</b>
a	Fragments lithiques .....	198
b	Abondance de cendres .....	199
c	Vésicularité des fragments juvéniles .....	199
d	Agrégats de cendres et lapillis accréionnaires .....	200
e	Courants pyroclastiques de faible densité .....	200
f	Aquifères dans les sédiments hôtes .....	201
<b>4.5.2</b>	<b>Éruptions multiples et recyclage .....</b>	<b>201</b>
<b>4.5.3</b>	<b>Jets de débris .....</b>	<b>202</b>
<b>4.5.4</b>	<b>Rôle du substrat non-consolidé .....</b>	<b>203</b>
<b>4.5.5</b>	<b>Subsidence .....</b>	<b>204</b>
a	Introduction .....	204
b	Rôle de la subsidence syn-éruptive .....	205
<b>4.5.6</b>	<b>Les dykes sédimentaires .....</b>	<b>206</b>
a	Introduction .....	206
b	Formation des dykes sédimentaires par fluidisation .....	207
c	Relations entre les dykes sédimentaires/volcanoclastiques et les diatrèmes .....	208
<b>4.6</b>	<b>Modèle de mise en place des diatrèmes .....</b>	<b>209</b>
a	Propagation d'un dyke .....	209
b	Fragmentation phréatomagmatique .....	210
c	Formation du maar et du proto-diatrème .....	212
d	Accroissement du système et subsidence syn-éruptive .....	214
e	Évènements post-éruptifs .....	217
<b>4.7</b>	<b>Conclusions du chapitre .....</b>	<b>218</b>
	<b>CHAPITRE 5 : DISCUSSION .....</b>	<b>221</b>
<b>5.1</b>	<b>Introduction du chapitre .....</b>	<b>221</b>

<b>5.2</b>	<b>Analyse granulométrique par traitement d'images et stéréologie : validité, implications et améliorations de la méthode .....</b>	<b>221</b>
<b>5.3</b>	<b>Le rôle syn-éruptif de la nature du substrat sur les maars-diatrèmes .....</b>	<b>223</b>
5.3.1	Influence sur le cratère : exemple du champ volcanique Pali Aike .....	224
5.3.2	Influence sur le diatrème : exemple du champ volcanique Missouri River Breaks .....	227
<b>5.4</b>	<b>Subsidence syn-éruptive .....</b>	<b>228</b>
5.4.1	Subsidence syn-éruptive à Hopi Buttes, Arizona (États-Unis) .....	228
5.4.2	Subsidence syn-éruptive dans les diatrèmes du champ volcanique MRB et implications .....	230
a	Subsidence syn-éruptive dans les diatrèmes du champ volcanique MRB	230
b	Implications .....	230
<b>5.5</b>	<b>Les pyroclastes juvéniles sub-sphériques à sphériques .....</b>	<b>231</b>
5.5.1	Nomenclature .....	232
5.5.2	Hypothèses sur la formation .....	233
a	Modèle magmatique .....	234
b	Modèle phréatomagmatique .....	237
5.5.3	Formation des pyroclastes juvéniles sub-sphériques à sphériques du champ volcanique MRB .....	238
a	Refroidissement rapide .....	238
b	Besoin ou non d'un panache éruptif .....	238
c	Intégration des pyroclastes sphériques au modèle phréatomagmatique ...	239
<b>5.6</b>	<b>Comparaison avec les diatrèmes kimberlitiques de classe 1 et implications .....</b>	<b>241</b>
5.6.1	Comparaison .....	241
5.6.2	Modèle magmatique .....	244
5.6.3	Incohérence dans le modèle magmatique .....	244
a	Vésicularité .....	244
b	Litage mince et dykes étroits .....	245

5.6.4	Modèle phréatomagmatique .....	246
<b>CHAPITRE 6 : SOMMAIRE ET CONCLUSIONS .....</b>		<b>247</b>
6.1	Le volcanisme de type maar-diatrème .....	247
6.2	Problématiques, objectifs et méthodologie .....	247
6.3	Principaux résultats .....	249
6.3.1	Nouvelle méthode granulométrique .....	249
6.3.2	Importance des études de terrain .....	249
6.3.3	Fragmentation phréatomagmatique .....	249
6.3.4	Tachylite, sidéromélane et vésicularité .....	250
6.3.5	Explosions multiples et subsidence syn-éruptive .....	251
6.3.6	Pyroclastes juvéniles sub-sphériques à sphériques .....	251
6.3.7	Effets du substrat .....	252
6.3.8	Implications pour les kimberlites .....	252
6.4	Suggestions pour des travaux futurs .....	253
<b>RÉFÉRENCES .....</b>		<b>257</b>
<b>ANNEXES</b>		
<b>ANNEXE A : Analyse granulométrique par tamisage et traitement d'images et stéréologie</b>		
<b>ANNEXE B : Données géochimiques du champ volcanique Pali Aike</b>		



## LISTE DES TABLEAUX

Tableau 3.1	Descriptif des échantillons meubles prélevés dans les dépôts phréatomagmatiques du maar Tito .....	78
Tableau 3.2	Descriptif des échantillons consolidés prélevés dans les dépôts phréatomagmatiques du maar Tito .....	79
Tableau 3.3	Composition pour chacun des échantillons consolidés pour le maar Tito, les maars Est et Ouest et le maar Potrok Aike .....	83
Tableau 3.4	Descriptif des affleurements dans le secteur NW du maar Est du Complexe des maars imbriqués .....	90
Tableau 3.5	Descriptif des échantillons prélevés dans les dépôts phréatomagmatiques dans le secteur SW du maar Est .....	97
Tableau 3.6	Descriptif des échantillons consolidés prélevés dans le secteur NW du maar Ouest .....	107
Tableau 5.1	Comparaison entre les diatrèmes du champ volcanique MRB et les diatrèmes kimberlitiques de classe 1 .....	242



## LISTE DES FIGURES

Figure 1.1	Le système volcanique de type maar-diatrème .....	5
Figure 1.2	Les systèmes volcaniques kimberlitiques .....	12
Figure 2.1	Stratégie d'acquisition d'images et combinaison d'échelles .....	29
Figure 2.2	Problèmes liés à l'analyse d'images automatique .....	30
Figure 2.3	Dessin des fragments pour la lame mince PAVF-048D1 .....	32
Figure 2.4	Dessin des fragments pour la lame mince PAVF-048D2 .....	33
Figure 2.5	Courbes de distribution granulométrique obtenues par tamisage et traitement d'images et stéréologie pour l'échantillon PAVF-048D .....	37
Figure 2.6	Résultats granulométriques pour l'échantillon PAVF-048D .....	41
Figure 3.1	Carte schématique de la géotectonique dans la partie sud de l'Amérique du Sud et localisation du champ volcanique Pali Aike .....	46
Figure 3.2	Carte géologique du champ volcanique Pali Aike et de ses environs .....	47
Figure 3.3	Carte régionale de la localisation des sites étudiés .....	48
Figure 3.4	Carte géologique de la ceinture de chevauchement-plissement Patagonienne et du bassin de Magellan d'avant-pays .....	50
Figure 3.5	Carte de localisation des provinces volcaniques de Patagonie .....	52
Figure 3.6	Évolution cinématique de la fenêtre asthénosphérique sous la plaque Sud-américaine .....	55
Figure 3.7	Emplacement actuel de la fenêtre asthénosphérique sous la plaque Sud-américaine et le volcanisme associé .....	56
Figure 3.8	Carte géologique schématique montrant les unités U1, U2 et U3 ainsi que leur surface respective en pourcentage .....	59
Figure 3.9	Diagramme de classification des roches volcaniques .....	62
Figure 3.10	Diagramme de terres rares .....	64
Figure 3.11	Diagramme d'éléments traces .....	65
Figure 3.12	Colonne stratigraphique du substrat dans la région de Río Gallegos .....	69

Figure 3.13	Résultats et interprétation de l'analyse granulométrique .....	70
Figure 3.14	Vue aérienne du maar Tito .....	73
Figure 3.15	Affleurement des dépôts phréatomagmatiques du maar Tito .....	74
Figure 3.16	Sections stratigraphiques des dépôts phréatomagmatiques du maar Tito .....	76
Figure 3.17	Pétrographie des échantillons consolidés du maar Tito .....	77
Figure 3.18	Variation verticale des paramètres de granulométrie (diamètre médian, $Md_{\phi}$ et $tri$ , $\sigma_{\phi}$ ) et de la composition pour les sections stratigraphiques provenant des dépôts phréatomagmatiques du maar Tito .....	81
Figure 3.19	Distribution granulométrique et composition pour deux échantillons provenant de dépôts phréatomagmatiques consolidés du maar Tito, basée sur la méthode de traitement d'images et stéréologie .....	82
Figure 3.20	Vue aérienne du complexe des deux maars imbriqués .....	86
Figure 3.21	Séquence pré-maar au complexe des deux maars imbriqués .....	87
Figure 3.22	Profil topographique A-A' du maar Est .....	87
Figure 3.23	Affleurements de dépôts phréatomagmatiques dans la partie NW du maar Est .....	89
Figure 3.24	Distribution granulométrique et de composition pour les échantillons provenant du complexe des deux maars .....	91
Figure 3.25	Pétrographie d'échantillons provenant de dépôts dans la partie NW du maar Est .....	92
Figure 3.26	Pétrographie d'échantillons provenant de dépôts dans la partie NW du maar Est .....	93
Figure 3.27	Affleurement du dépôt phréatomagmatique dans le secteur SW, maar Est ...	95
Figure 3.28	Section stratigraphique des dépôts phréatomagmatiques dans le secteur SW du maar Est .....	96
Figure 3.29	Pétrographie des échantillons des dépôts phréatomagmatiques dans le secteur SW du maar Est .....	99

Figure 3.30	Pétrographie des échantillons des dépôts phréatomagmatiques dans le secteur SW du maar Est .....	100
Figure 3.31	Distribution granulométrique et de composition pour les échantillons provenant de l'affleurement au SW du maar Est .....	101
Figure 3.32	Variation verticale des paramètres de granulométrie (diamètre médian, $Md_{\phi}$ et tri, $\sigma_{\phi}$ ) et de la composition pour la section stratigraphique provenant du secteur SW du maar Est .....	102
Figure 3.33	Pétrographie des échantillons de l'anneau de dépôts pyroclastiques du maar Ouest .....	106
Figure 3.34	Affleurements de dépôts magmatiques dans le maar Ouest et à la jonction des deux maars et pétrographie .....	109
Figure 3.35	La rangée des maars E-W .....	111
Figure 3.36	La rangée d'anneaux de « <i>spatter</i> » .....	113
Figure 3.37	Le « Chapeau Mexicain » .....	115
Figure 3.38	Laguna Potrok Aike .....	117
Figure 3.39	Les basaltes pré-maar de la Laguna Potrok Aike .....	119
Figure 3.40	Distribution granulométrique et de composition pour les échantillons provenant des secteurs SE et E de la Laguna Potrok Aike .....	121
Figure 3.41	Affleurement d'un présumé dépôt phréatomagmatique dans le secteur ESE de la Laguna Potrok Aike et pétrographie .....	122
Figure 3.42	Tranchées dans le secteur NNE de la Laguna Potrok Aike .....	124
Figure 3.43	Section stratigraphique de la tranchée dans le secteur NNE de la Laguna Potrok Aike .....	126
Figure 3.44	Variation verticale des paramètres de granulométrie (diamètre médian, $Md_{\phi}$ et tri, $\sigma_{\phi}$ ) pour la section stratigraphique du secteur N de la Laguna Potrok Aike .....	127
Figure 3.45	Tranchées du secteur E de la Laguna Potrok Aike .....	128

Figure 3.46	Sections stratigraphiques détaillées des tranchées du secteur E de la Laguna Potrok Aike .....	129
Figure 3.47	Composition de l'échantillon test PAVF-048D dans la partie Est de la Laguna Potrok Aike .....	131
Figure 3.48	Variation verticale des paramètres de granulométrie (diamètre médian, $Md_{\phi}$ et tri, $\sigma_{\phi}$ ) pour la section stratigraphique du secteur E de la Laguna Potrok Aike .....	132
Figure 4.1	Carte de la localisation du champ volcanique Missouri River Breaks .....	143
Figure 4.2	Cartes tectoniques et géodynamiques du Montana .....	144
Figure 4.3	Cartes de localisation du magmatisme Paléocène-Éocène à la frontière entre le Canada et les États-Unis .....	146
Figure 4.4	Schéma de la fenêtre asthénosphérique sous la plaque Nord-américaine au niveau de la partie nord-centrale des États-Unis .....	149
Figure 4.5	Coupe stratigraphique des formations sédimentaires de la région des Missouri River Breaks et reconstitution schématique d'un diatrème .....	151
Figure 4.6	Formations sédimentaires .....	153
Figure 4.7	Carte géologique et localisation des diatrèmes dans la région des Missouri River Breaks .....	158
Figure 4.8	Vues d'ensemble des diatrèmes du champ volcanique Missouri River Breaks .....	159
Figure 4.9	Carte géologique du diatrème Hay Coulee .....	160
Figure 4.10	Carte géologique du diatrème Black Butte .....	162
Figure 4.11	Carte géologique du diatrème Lone Tree Ridge .....	163
Figure 4.12	Carte géologique du diatrème Ervin Ridge .....	165
Figure 4.13	Carte géologique du diatrème Bullwhacker Coulee .....	166
Figure 4.14	Aspect général de la surface des dépôts pyroclastiques lités/non-lités .....	168
Figure 4.15	Dépôts pyroclastiques lités .....	170
Figure 4.16	Litage au diatrème Lone Tree Ridge .....	171

Figure 4.17	Échantillons de dépôts pyroclastiques lités .....	172
Figure 4.18	Section stratigraphique BB-005 des dépôts pyroclastiques au diatrème Black Butte .....	174
Figure 4.19	Section stratigraphique BB-040, partie A, des dépôts pyroclastiques au diatrème Black Butte .....	176
Figure 4.20	Section stratigraphique BB-040, partie B, des dépôts pyroclastiques au diatrème Black Butte .....	177
Figure 4.21	Section stratigraphique LTR-032 des dépôts pyroclastiques au diatrème Lone Tree Ridge .....	178
Figure 4.22	Section stratigraphique LTR-033 des dépôts pyroclastiques au diatrème Lone Tree Ridge .....	180
Figure 4.23	Section stratigraphique HC-042 des dépôts pyroclastiques au diatrème Hay Coulee .....	181
Figure 4.24	Section stratigraphique HC-043 des dépôts pyroclastiques au diatrème Hay Coulee .....	182
Figure 4.25	Dépôt pyroclastique lité, station LTR-029, diatrème Lone Tree Ridge .....	184
Figure 4.26	Unités pyroclastiques non-litées et dyke annulaire .....	185
Figure 4.27	Dépôts pyroclastiques non-lités .....	186
Figure 4.28	Photos des pyroclastes juvéniles sub-sphériques à sphériques .....	188
Figure 4.29	Pyroclastes sub-sphériques/sphériques en lame mince .....	190
Figure 4.30	Photos des pyroclastes juvéniles sub-sphériques/ellipsoïdales dans les dépôts pyroclastiques .....	191
Figure 4.31	Agrégats de cendres .....	193
Figure 4.32	Roches ignées intrusives .....	195
Figure 4.33	Les dykes sédimentaires .....	197
Figure 4.34	Modèle de mise en place des diatrèmes du champ volcanique Missouri River Breaks .....	211
Figure 5.1	Influence du substrat sur les maars-diatrèmes .....	225

Figure 5.2	Comparaison entre le diamètre et la profondeur de maars quaternaires .....	226
Figure 5.3	Partie supérieure du diatrème de Hoskeisto, champ volcanique de Hopi Buttes, Arizona (États-Unis) .....	229
Figure 5.4	Modèle de la formation des pyroclastes sphériques traduit de Gernon et al. (2012) .....	235
Figure 5.5	Modèle de la formation des pyroclastes sphériques traduit de Carracedo-Sánchez et al. (2009) .....	236
Figure 5.6	Modèle de la formation des pyroclastes sub-sphériques à sphériques au champ volcanique Missouri River Breaks .....	240
Figure 5.7	Modèle schématique d'un maar-diatrème kimberlitique .....	243

# CHAPITRE 1 :

## INTRODUCTION

Les systèmes volcaniques de type maar-diatrème sont des volcans explosifs subaériens et monogéniques, c'est-à-dire formés au cours d'une seule phase éruptive de courte durée (quelques jours à quelques années). Ils représentent le second type de volcan subaérien continental le plus commun, après les cônes de scories, et n'existent pas en contexte sous-marin (Cas et Wright, 1987; Wohletz et Heiken, 1992; Schmincke, 2004). Ils ont une forme négative puisqu'au lieu de former un cône au-dessus de la surface terrestre, comme les cônes de scories, ils forment un cratère qui recoupe la surface pré-éruptive. Ces systèmes volcaniques se composent : (i) du maar qui comprend le cratère, recoupant la surface pré-éruptive, et l'anneau qui l'entoure, composé de lits d'épaisseur variable de matériel pyroclastique, et (ii) du diatrème, de forme conique, rempli de matériel pyroclastique.

Les maar-diatrèmes ont des éruptions relativement violentes et peuvent par conséquent présenter des risques à la fois pour la population présente et les infrastructures (Baxter, 2000; Lorenz, 2007). Les éruptions explosives des maar-diatrèmes peuvent produire des colonnes éruptives pouvant atteindre une hauteur de 20 km (Ukinrek, Alaska; Kienle et al., 1980) et pouvant perturber le trafic aérien avec des conséquences économiques inévitables. De plus, ces colonnes, chargées de matériel pyroclastique, peuvent s'effondrer et former les courants pyroclastiques de densité qui sont dévastateurs pour toute forme de vie présente sur leur passage. Le matériel pyroclastique le plus fin resté en suspension dans la colonne éruptive peut parcourir de grandes distances, en raison des courants atmosphériques, et donc recouvrir une certaine zone autour du volcan qui aura des répercussions à la fois sur les infrastructures et encore une fois sur toute forme de vie : lorsque les éruptions sont humides, les cendres - les particules fines - sont saturées en eau et sont alors susceptibles de provoquer l'effondrement des toits, les routes peuvent devenir très glissantes, etc.; les plus petites particules (<2  $\mu\text{m}$ ) qui sont respirées par les animaux et les êtres humains peuvent entraîner des problèmes respiratoires plus ou moins graves, principalement en fonction de la composition de ces cendres (Baxter 2000; Lorenz, 2007).

Qui plus est, une fois l'éruption terminée, le danger est toujours présent étant donné que le maar est instable ce qui peut entraîner des éboulements et si les pluies sont importantes elles peuvent remanier les dépôts pyroclastiques et entraîner la formation de lahars s'écoulant sur les pentes de l'anneau pyroclastique (Lorenz, 2007). Un autre risque très important ayant causé la mort de plusieurs personnes est le relâchement des gaz juvéniles du dyke nourricier ou d'autres intrusions post-éruptives dans le diatrème : en 1986, le maar Nyos au Cameroun, qui est rempli par un lac, a connu un dégazage important de CO<sub>2</sub> qui a notamment causé la mort de 1700 personnes (Baxter, 2000; Lorenz, 2007).

Or, malgré ces risques connus, de nombreuses villes, plus ou moins peuplées, sont construites aux environs de volcans potentiellement dangereux. Par exemple, la ville d'Auckland en Nouvelle-Zélande, comprenant environ 1,3 M d'habitants, est construite sur un champ volcanique dormant, comptant plusieurs maar-diatrèmes quaternaires. De même en France, plusieurs villes appartenant au Massif Central sont construites au niveau de la Chaîne des Puys d'âge Quaternaire dont la ville de Clermont-Ferrand (environ 140 000 habitants). Il est donc important et nécessaire de comprendre ces systèmes principalement en termes de processus éruptifs.

Leur étude a aussi des implications économiques puisque certains maars-diatrèmes de composition kimberlitique contiennent des diamants exploitables (Mitchell, 1986; Field et al., 2008). Au Québec par exemple, la future mine de diamants Renard, la première dans la province, exploitera plusieurs diatrèmes kimberlitiques dans les Monts Otish (Bedell et al., 2011).

L'importance des enjeux (aléas volcaniques, gisements de diamants) rend nécessaire une meilleure compréhension des processus éruptifs du volcanisme de type maar-diatrème. Ces processus éruptifs font l'objet de divergences d'opinion importantes dans la communauté scientifique, surtout quand il est question de diatrèmes kimberlitiques. Ce projet de doctorat vise à atteindre cet objectif en se basant essentiellement sur deux études de terrain qui seront présentées succinctement dans ce chapitre d'introduction, et en détail dans les chapitres 3 et 4.

Le présent chapitre résume d'abord les connaissances établies à propos des systèmes volcaniques de type maar-diatrème non-kimberlitiques et kimberlitiques pour expliquer le contexte du projet (1.1) afin de présenter ensuite les problématiques et les objectifs (1.2). Les différentes méthodes employées seront ensuite décrites (1.3). Enfin, le plan de la thèse sera présenté (1.4).

## **1.1 Les systèmes volcaniques de type maar-diatrème : généralités**

Il existe deux principales familles de modèles quant à la mise en place des maars-diatrèmes. Ces modèles reposent sur la fragmentation phréatomagmatique dans presque tous les cas de maars-diatrèmes non-kimberlitiques. Toutefois, la fragmentation magmatique demeure populaire pour les modèles de mise en place des kimberlites. C'est pourquoi les connaissances et les modèles existants seront présentés en deux parties en fonction de la composition du magma : autre que kimberlitique et kimberlitique.

### **1.1.1 Les maars-diatrèmes non-kimberlitiques**

Les systèmes volcaniques de type maar-diatrème peuvent se former dans n'importe quel environnement tectonique et à partir de tout type de magma. En effet, ces volcans se retrouvent dans les zones de rift, les zones de subduction et en contexte d'îles océaniques (Vespermann et Schmincke, 2000). Ils peuvent se mettre en place sur les pentes et aux pieds des volcans polygéniques tels que les stratovolcans et les volcans boucliers, mais aussi dans les caldeiras de ces derniers (Lorenz, 2003). Toutefois, il semble qu'ils se mettent principalement en place dans les champs volcaniques mafiques à ultramafiques tels que les champs volcaniques quaternaires d'Eifel (Allemagne), d'Auckland (Nouvelle-Zélande) ou du Massif-Central (France) (Lorenz, 2000; White et Ross, 2011). Les volcans monogéniques, incluant aussi les cônes de scories, se forment par des éruptions de relativement faible intensité faisant intervenir un faible volume de magma (Fisher et Schmincke, 1984; Cas et Wright, 1987).

Les observations directes d'éruptions de maar-diatrèmes sont rares. En 1886, il y a eu l'éruption du maar Rotomahana en Nouvelle-Zélande (Nairn, 1979; Rosseel et al., 2006). Au 20<sup>ème</sup> siècle, l'éruption la mieux documentée de maars fut celle d'Ukinrek, localisée en Alaska, en 1977, qui de surcroît a pu être étudiée pendant et après l'éruption (Kienle et al., 1980; Self et al., 1980; Büchel et Lorenz, 1993; Ort et al., 1993, 2000; Pirrung et al., 2008). En 1955, il y a eu l'éruption du volcan Nilahue (Carran) au Chili (Müller et Veyl, 1957; Illies, 1959); en 1957, Iwo Jima au Japon (Corwin et Foster 1959); en 1965, le maar mis en place à Taal aux Philippines (Moore et al., 1966; Moore, 1967); en 1978, le maar Westdahl aux îles Aléoutiennes (Wood et Kienle, 1990).

L'hypothèse générale de la genèse des maars-diatrèmes non-kimberlitiques est qu'ils se forment suite à l'interaction explosive entre le magma et une source d'eau externe contenue dans le substrat (Lorenz, 1973, 1975, 1986, 1987; Cas et Wright, 1987; Fisher et Schmincke, 1984; Vespermann et Schmincke, 2000; White et Ross, 2011; Valentine et White, 2012). Ce modèle phréatomagmatique est toutefois loin de faire l'unanimité pour la formation des maars-diatrèmes kimberlitiques (cf. section 1.1.2e).

#### a) Structure

Les systèmes volcaniques de type maar-diatrème sont l'équivalent phréatomagmatique des cônes de scories et leur coulées de lave associées, sauf qu'ils ont une forme négative puisqu'au lieu de former un cône au-dessus de la surface terrestre, ils forment un cratère qui recoupe la surface pré-éruptive. Ainsi, ces systèmes volcaniques se composent de deux parties principales : (i) le maar et (ii) le diatrème (Figure 1.1a). À la base du diatrème se trouve la zone de la racine qui fait le lien entre le dyke nourricier et le diatrème (Figure 1.1a).

##### *Le maar*

Le maar comprend le cratère, recoupant la surface pré-éruptive, et l'anneau de matériel pyroclastique l'entourant. Suite à l'éruption, le cratère peut être occupé par un lac et, dans ce cas, des sédiments lacustres s'y déposent. Le diamètre du maar (entre les sommets opposés de l'anneau) varie typiquement de 100 m à 2 km. Le cratère a une profondeur, du sommet de l'anneau au fond du cratère, allant de quelques dizaines de mètres à environ 300 m (Lorenz, 2000). L'épaisseur de l'anneau de matériel pyroclastique varie entre une dizaine de mètres et plus de 100 m, et décroît rapidement avec la distance par rapport à l'évent (Lorenz, 2000). L'anneau de matériel pyroclastique se compose d'une multitude de lits, entre une dizaine et plus d'un millier, d'épaisseur allant de quelques millimètres à 1-2 dm (Lorenz, 2000). Ces lits sont fins à grossiers (tufs, tufs à lapillis, tufs à blocs) et mal à bien triés. Ils sont le résultat de retombées pyroclastiques et de courants pyroclastiques de faible densité (« *base surges* »). Ces dépôts d'origine phréatomagmatique peuvent dans certains cas être intercalés avec des lits de retombées de scories, d'origine magmatique. Les pentes internes de l'anneau sont d'environ 33° (angle naturel de repos) tandis que l'angle des pentes externes peut varier entre 5 et 10°. Le pendage dépend du volume total de matériel émis, de la topographie pré-éruptive, mais aussi de la saturation en eau du matériel et de l'érosion syn- et post-éruptive (Lorenz, 2003).

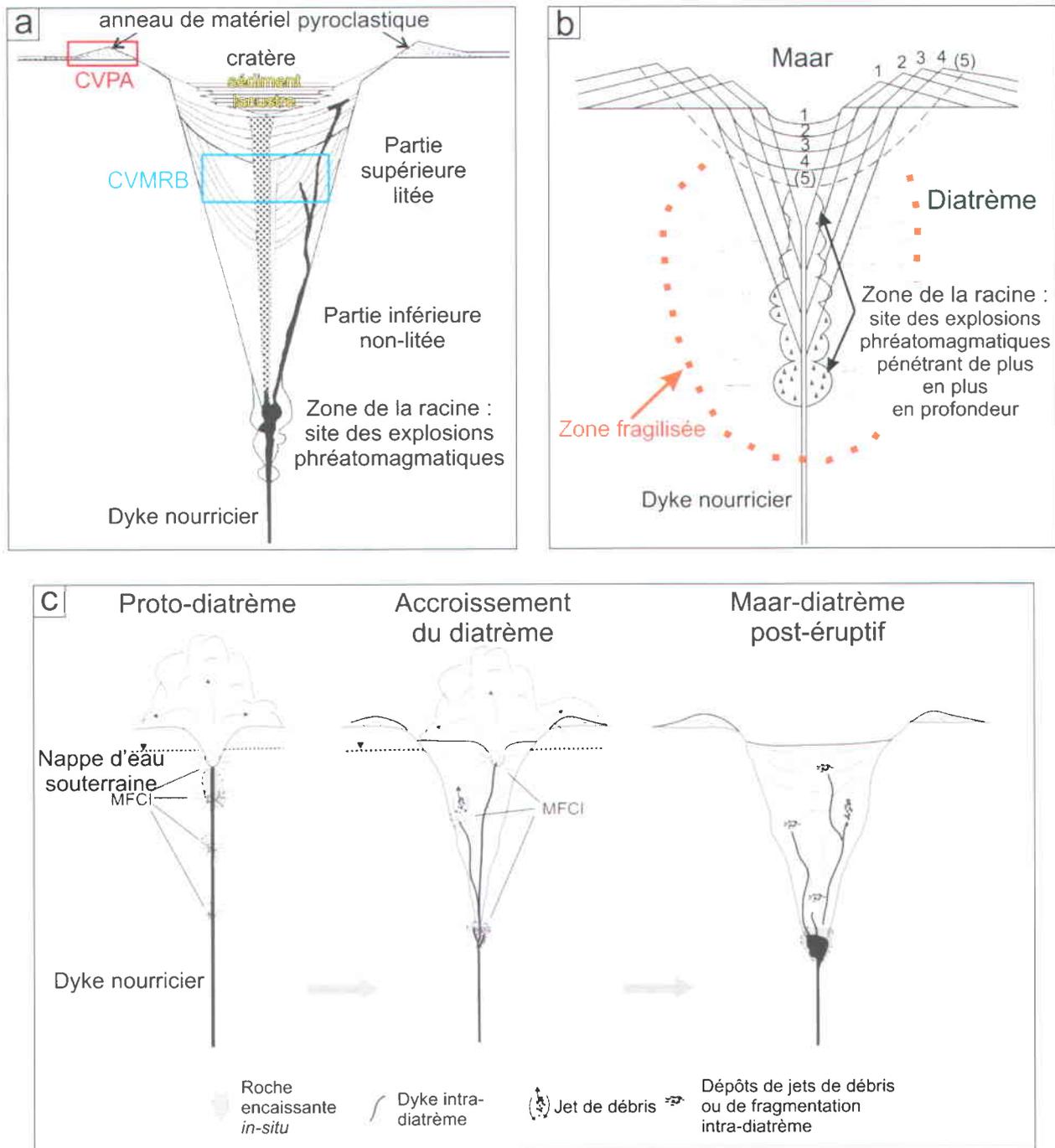


Figure 1.1. Le système volcanique de type maar-diatrème. (a) Schéma simplifié montrant, du sommet vers la base, les parties principales : le cratère et l'anneau de matériel pyroclastique formant le maar, le diatrème (partie supérieure litée, partie inférieure non-litée), la zone de la racine et le dyke nourricier. CVPA = champ volcanique Pali Aike; CVMRB = champ volcanique Missouri River Breaks. Modifié d'après Lorenz (2003). (b). Modèle de Lorenz : la pénétration des explosions de plus en plus en profondeur, numéro 1 à 5, agrandit le système. Modifié d'après Lorenz (2003). (c) Modèle de Valentine et White (2012) : les explosions peuvent se produire à n'importe quelle profondeur tant que les conditions nécessaires à la fragmentation phréatomagmatique sont présentes. Le système croît principalement latéralement par élargissement des parois du maar-diatrème. MFCI = « Molten Fuel-Coolant Interaction ». Modifié d'après Valentine et White (2012).

### *Le diatrème*

Le diatrème est la partie souterraine du système volcanique et est en forme de cône. Le diamètre du diatrème varie de plusieurs dizaines de mètres à 1,5 km, soit similaire au diamètre du maar, et sa profondeur varie de moins de 100 m à environ 2,5 km (Lorenz, 1986, 2000). De façon générale, la partie supérieure du diatrème se compose de dépôts pyroclastiques lités tandis que la partie inférieure se compose de matériel pyroclastique non-lité (White et Ross, 2011).

#### b) Composition du matériel pyroclastique

Le matériel pyroclastique constituant l'anneau et le matériel de remplissage du diatrème se compose (1) de matériel juvénile et (2) de fragments lithiques dans des proportions variables que ce soit d'un diatrème à l'autre ou au sein du même diatrème.

La présence de fragments lithiques en forte quantité (jusqu'à 95%, Lorenz et Zimanowski, 1984) est une caractéristique des maars-diatrèmes et s'explique par l'excavation du substrat lors de leur formation. La fracturation de ce matériel est rendue possible par le fait que les explosions phréatomagmatiques se produisent en profondeur. L'étude des fragments juvéniles est essentielle pour comprendre les mécanismes de fragmentation et contraindre la nature du magma, tandis que l'étude des fragments lithiques nous renseigne sur la lithologie du matériel encaissant, et par conséquent sur la profondeur des explosions, ainsi que sur l'état de consolidation du substrat. Les particules juvéniles typiques produites par la fragmentation phréatomagmatique sont peu/pas à moyennement vésiculaires, anguleuses, amiboïdes, trempées (Heiken, 1972, 1974; Lorenz, 1975; Morrissey et al., 2000; Ross et White, 2012). Les lapillis et les bombes sont souvent sphériques/ovoïdes avec une surface en forme de chou-fleur, généralement peu vésiculaires et contiennent des inclusions lithiques (Lorenz, 1973, 1974).

#### c) Mécanisme de fragmentation phréatomagmatique

Depuis les années 1970, la communauté volcanologique internationale s'est accordée sur la nature du mécanisme de fragmentation à l'origine de la formation des maars-diatrèmes non-kimberlitiques : la fragmentation phréatomagmatique. L'observation systématique de dépôts de courants pyroclastiques de faible densité (« *base-surges* ») dans les dépôts a été la première observation capitale ayant incité les scientifiques à accepter la fragmentation phréatomagmatique à l'origine de la formation des maars-diatrèmes (Lorenz, 1973).

Mais d'autres indices tels que l'abondance de fragments lithiques, la présence occasionnelle de lapillis accréionnaires dans les dépôts pyroclastiques, la gamme de vésicularité des particules juvéniles, la forme et la taille des particules produites par la fragmentation sont caractéristiques des dépôts phréatomagmatiques (Morrissey et al., 2000; Ross et White, 2006; McClintock et al., 2009; White et Ross, 2011).

Le mécanisme de fragmentation phréatomagmatique est compris notamment grâce aux observations faites en laboratoire du processus industriel appelé « *Fuel-Coolant Interaction (FCI)* ». Le processus « *FCI* » peut se décomposer en quatre parties (Zimanowski et al., 1997b; Morrissey et al., 2000; Raue, 2004) : (i) tout d'abord, il y a contact initial (« *premix* ») entre le magma ascendant chaud et la source d'eau externe plus froide. Ces deux corps vont être alors séparés par un film de vapeur stable. Ensuite, (ii) ce film de vapeur va se déstabiliser soit à cause de sa condensation rapide soit à cause du passage d'une onde de choc. Puis (iii), il va y avoir le transfert de chaleur, très rapide, du magma vers l'eau. Cela va causer la fragmentation fine en régime cassant du magma et des roches encaissantes qui vont avoir des textures et formes caractéristiques d'un tel mécanisme (Sheridan et Wohletz, 1983). Plus la surface de contact eau-magma sera grande, plus le transfert de chaleur sera important et plus l'explosion sera intense. De même, plus le magma sera chaud et plus il aura de chaleur disponible pour la conversion en énergie mécanique. Enfin (iv), il va y avoir expansion du mélange avec la conversion en vapeur de l'eau liquide et la formation d'une colonne éruptive au-dessus de l'évent.

Le rapport eau/magma est un paramètre important par rapport à l'explosivité du mélange (Sheridan et Wohletz, 1983; Lorenz, 1986). En effet, si l'apport en eau est trop important par rapport au volume de magma, l'eau ne va pas recevoir assez de chaleur pour être entièrement volatilisée et la fragmentation ne sera pas efficace. De même, si trop peu d'eau est disponible, elle peut être chauffée à des températures et des pressions élevées, en environnement confiné, mais son expansion en vapeur ne fragmentera qu'un petit volume de magma. Pour une quantité intermédiaire, la chaleur disponible provenant du magma va interagir avec toute l'eau pour des états élevés d'énergie interne et la fragmentation sera efficace (White et Houghton, 2000). Ainsi, la différence entre les différents volcans d'origine phréatomagmatique (les anneaux de tuf, les cônes de tuf et les maars-diatrèmes) dépend notamment du rapport eau-magma et du degré de mélange entre ces deux fluides mais aussi de la profondeur de l'interaction.

Toutefois, d'autres paramètres sont aussi critiques tels que : la température et la viscosité du magma, le flux de magma, la quantité d'eau disponible, la qualité de l'interaction entre l'eau et le magma, la profondeur de l'interaction (Sohn, 1996; White, 1996; Morrissey et al., 2000; White et Houghton, 2000). Pour une interaction explosive, il faut aussi que la pression hydrostatique soit plus faible que la pression critique de l'eau, c'est-à-dire la pression qui limite la phase de transition entre l'état liquide et vapeur de l'eau, soit à 22 MPa (Zimanowski, 1998).

#### d) Mise en place et croissance du système

La formation de ces systèmes volcaniques débute par l'interaction souterraine entre un dyke ascendant et une source d'eau externe<sup>1</sup>. Les dykes nourriciers font en général plusieurs centimètres à plusieurs mètres mais font en moyenne moins d'un mètre (Gurney et Menzies, 1998) et s'étendent sur plusieurs centaines de mètres à plusieurs dizaines de kilomètres (Wagner, 1914, 1971; Nixon, 1973, 1995; Clement, 1982). L'interaction explosive phréatomagmatique résultante mène à l'expulsion, sous forme de colonne éruptive pouvant atteindre jusqu'à 20 km (éruption du maar Ukinrek, Alaska, 1977), d'une grande quantité de matériel encaissant, et de fragments juvéniles, vers la surface. Ceci entraîne un déficit de masse et par conséquent une instabilité et un effondrement des murs délimitant le diatrème. En alternance avec les explosions, les dépôts pyroclastiques qui remplissent le diatrème vont subsider (Hearn, 1968; Lorenz, 1986). La majorité du matériel pyroclastique retombe dans le cratère et seulement une petite partie se dépose autour de ce dernier pour former l'anneau (Valentine et al., 2012).

Lorenz (1986) suggère un modèle de croissance du système en profondeur en fonction du temps (Fig. 1.1b). Il se base sur les observations suivantes : (i) les petits maars sont en général plus superficiels que les grands maars (Lorenz et al., 1970), (ii) les petits maars produisent de plus petits volumes de matériel pyroclastique que les grands maars (Kienle et al., 1980), (iii) des données magnétiques et gravimétriques montrent que plus le diamètre du maar est grand, plus celui du diatrème l'est (Lorenz, 1986), (iv) les anomalies de Bouguer<sup>2</sup> augmentent systématiquement avec le diamètre du maar et le diamètre du diatrème. En conséquence, plus le diamètre du maar et du diatrème est grand, plus la racine du diatrème sera profonde.

---

<sup>1</sup> Certains systèmes ont toutefois été nourris non pas par un dyke mais par un sill (Gevers, 1928; Francis, 1959; Bradley, 1965; Clement, 1982).

<sup>2</sup> L'anomalie gravimétrique de Bouguer correspond à l'écart entre le champ de pesanteur terrestre mesuré et corrigé et le champ de pesanteur théorique, au point considéré sur l'ellipsoïde de référence.

Lorenz (1986, 2003, 2007) propose d'expliquer la croissance de ces systèmes par une pénétration, de plus en plus en profondeur, des explosions (dans la zone de la racine, lieu d'interaction eau-magma) (Figure 1.1b). Au départ, l'interaction se fait à de faibles profondeurs, ce qui entraîne la formation d'un petit maar peu profond avec un petit diatrème peu profond associé, et plus il y a pénétration en profondeur des explosions, plus le système maar-diatrème va s'agrandir en terme de diamètre et de profondeur. Ce sont les processus d'effondrement qui contribuent à l'accroissement latéral du système et la pénétration de plus en plus en profondeur à l'accroissement en profondeur (Lorenz, 1986).

Un nouveau modèle a été proposé par Valentine (2012) et Valentine et White (2012) (Figure 1.1c). Ce modèle reprend certaines hypothèses basées sur des observations de terrain tels que : (i) l'origine phréatomagmatique, (ii) une multitude d'explosions, (iii) la présence de fragments lithiques profonds dans les dépôts pyroclastiques et (iv) la forme du diatrème qui se rétrécit en profondeur. Ce modèle remet en cause l'accroissement du maar-diatrème par pénétration de plus en plus en profondeur des explosions. Rien n'empêche que les explosions se produisent dès le début à n'importe quel niveau le long du dyke nourricier, tant que la pression hydrostatique est plus faible que la pression critique de l'eau. L'accroissement du diatrème va se faire plus rapidement dans la partie supérieure que la partie inférieure car : (i) l'interaction eau-magma est plus efficace à des pressions hydrostatiques faibles, comme le montrent les expériences de « FCI », (ii) la résistance des roches est moindre lorsque la pression lithostatique est faible, (iii) il y a effondrement des murs du maar/diatrème, cela favorise la projection des roches encaissantes situées proche de la surface. Au sein du diatrème, des dykes peuvent se propager et favoriser la fragmentation intra-diatrème (White et Ross, 2011). De plus, leur propagation irrégulière dans le matériel pyroclastique de remplissage hétérogène et non-consolidé favorisera l'élargissement du diatrème. Enfin des jets de débris peuvent se former et remobiliser les dépôts existants sans forcément atteindre la surface : plus une explosion ou un jet de débris est profond et plus il est difficile pour le matériel d'atteindre la surface, expliquant ainsi pourquoi la plupart des fragments lithiques dans les dépôts pyroclastiques de l'anneau proviennent des premiers cent mètres.

Il n'est pas rare que durant les éruptions, l'interaction eau-magma soit interrompue ou que l'interaction ne soit pas complète (flux de magma insuffisant, eau en quantité insuffisante) et qu'il y ait quelques événements magmatiques explosifs mineurs pendant l'éruption. Il peut même y avoir un événement phréatomagmatique et un événement magmatique actifs simultanément, comme à Ukinrek Est en 1977 (Kienle et al., 1980; Wood et Kienle, 1990).

À la fin de l'éruption, si le système a épuisé toute l'eau au cours de la phase éruptive, il peut y avoir la formation de dykes ou sills dans le diatrème ou d'un cône de scorie, d'un lac de lave ou encore d'un dôme de lave dans le cratère (Lorenz et Kurszlaukis, 2007). En revanche, si toute l'eau n'a pas été utilisée, elle peut, à la fin de l'éruption, s'infiltrer dans les espaces interstitiels du matériel perméable remplissant le diatrème et former un lac remplissant le cratère (Lorenz, 2000).

### **1.1.2 Les maars-diatrèmes kimberlitiques**

#### **a) Les kimberlites, hôtes des diamants**

Les volcans de composition kimberlitique peuvent, dans de rares cas, contenir des xénocristaux de diamants (Field et al., 2008). Les kimberlites diamantifères sont caractéristiquement localisées dans les régions de lithosphère continentale très ancienne et épaisse (les cratons) d'âge Archéen, où le flux de chaleur est faible : en effet, les diamants se forment dans des conditions de pression-température spécifiques ( $P > 4$  GPa et  $T < 1350^\circ\text{C}$ ).

Les diamants sont transportés rapidement par le magma kimberlitique, permettant ainsi aux diamants de rester stables, depuis le manteau jusqu'à la surface. La teneur en diamants bruts ainsi que leur taille, leur couleur, leur morphologie et leur valeur varient au sein d'un système kimberlitique. La variabilité de la répartition des diamants dans les kimberlites dépend du style éruptif, de l'intensité de l'éruption et des processus de transport qui sont, à ce jour, des paramètres encore mal contraints (Kjarsgaard, 2007; McClintock et al., 2009).

#### **b) Texture, minéralogie et géochimie**

On peut distinguer les kimberlites cohérentes (non-fragmentaires) et les kimberlites volcanoclastiques. Les kimberlites cohérentes ont une texture inéquigranulaire due à la présence de mégacristaux (terme non génétique), de xénolites, de xénocristaux et de phénocristaux compris dans une matrice à grains fins (Mitchell, 1986, Kjarsgaard, 2007). Les cristaux étrangers au magma proviennent (1) du manteau tels que certaines olivines et dans de rares cas, des diamants (Meyer, 1985; Arndt et al., 2006) et (2) de la désintégration des xénolites de péridotite et d'éclogite. La matrice quant à elle se compose notamment d'olivine mais aussi de phlogopite, calcite, serpentine, diopside (clinopyroxène), grenat, spinelle, monticellite, apatite, pérovskite et ilménite.

Il n'y a pas ou peu d'orthopyroxène ni de feldspaths ou de feldspathoïdes (Mitchell, 1986). Les olivines se présentent sous forme de cristaux de taille et de forme variable et leur origine reste encore sujette à discussion (Brett et al., 2009; Arndt et al., 2010).

Les kimberlites ont une composition ultramafique : sous saturées en silice (<30% SiO<sub>2</sub>), pauvres en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O et CaO, et riches en MgO (Wagner, 1914; Clement, 1982). Elles sont riches en éléments incompatibles (par exemple : Th, Nb), typiques d'une signature géochimique alcaline, et, ont des concentrations élevées en éléments de transition de premier ordre (Cr, Ni...), typiques d'une signature ultramafique (Arndt, 2003). Ces magmas seraient riches en volatiles : H<sub>2</sub>O et CO<sub>2</sub> (Mitchell, 1986; Kjarsgaard, 2007, 2009a).

Un point important est que les kimberlites volcanoclastiques en particulier sont très sensibles à l'altération et par conséquent, les textures primaires sont partiellement, voir majoritairement, modifiées après l'éruption (Kurszlaukis et Lorenz, 2008; Cas et al., 2008a, 2008b). Cela implique, d'une part, que les analyses pétrographiques peuvent n'apporter que peu de renseignements sur les processus éruptifs et, d'autre part, que l'on connaît mal les propriétés physico-chimiques des magmas kimberlitiques, indispensables pour la compréhension des processus éruptifs.

### c) Structure

L'étude des kimberlites à travers le monde a permis de différencier trois classes principales basées sur leur structure (Field et Scott Smith, 1999; Skinner et Marsh, 2004). Certains systèmes sont très similaires aux maar-diatrèmes non-kimberlitiques, avec la présence bien définie d'un cratère, d'un diatrème en forme de cône et d'une racine (classe 1, modèle basé sur les kimberlites d'Afrique du Sud). D'autres systèmes (classes 2 et 3, modèles basés sur les kimberlites canadiennes) n'ont pas la même morphologie (Figure 1.2a) (Scott-Smith, 2008). En effet, à Fort-à-la-Corne, en Saskatchewan, plusieurs volcans kimberlitiques sont présents et ne montrent pas la forme caractéristique des maars-diatrèmes (cf. section 1.1.1); ils représentent des systèmes kimberlitiques de classe 2. Ces volcans sont de plusieurs types et comprennent par exemple des cônes et des anneaux de tuf, le cratère est profond et très évasé et il n'y a peu ou pas de diatrèmes (Kjarsgaard et al., 2009b). Dans cette zone, plusieurs types d'éruptions se sont produites comme des éruptions magmatiques et phréatomagmatiques pour lesquelles le rapport eau-magma a été très variable; des turbidites de kimberlite sont aussi documentées (Pittari et al., 2008; Kjarsgaard et al., 2009b).

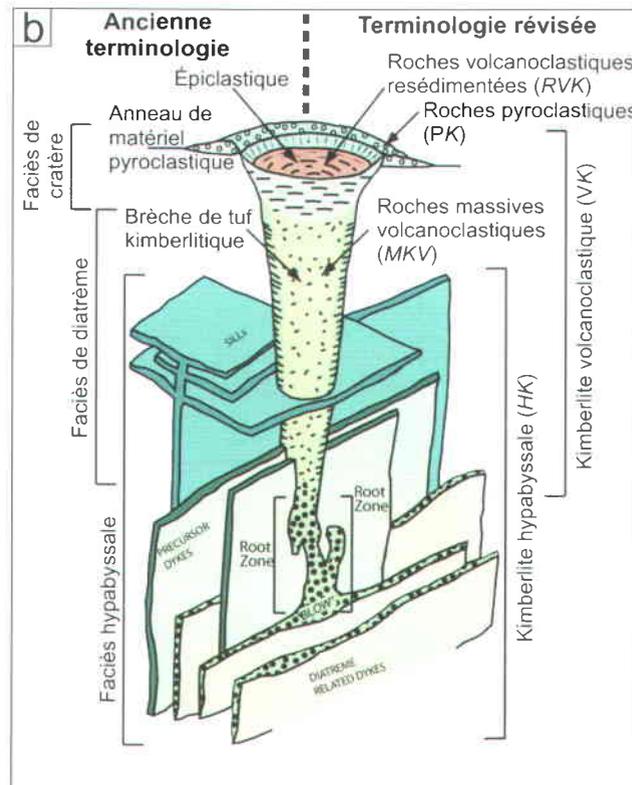
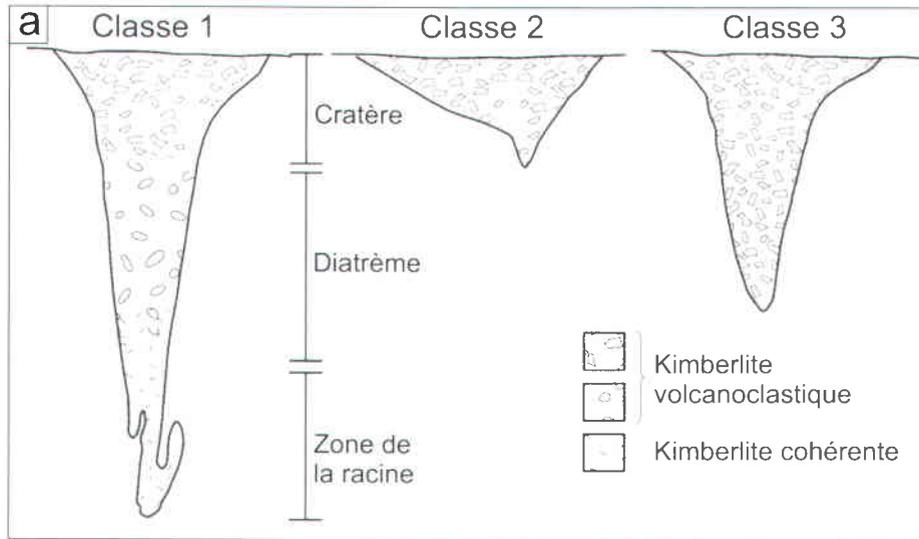


Figure 1.2. Les systèmes volcaniques kimberlitiques. (a) Schéma représentant les différents types de systèmes kimberlitiques. La classe 1 est basée sur les systèmes d'Afrique du Sud et se compose d'un cratère, d'un diatrème et d'une racine. Les classes 2 et 3 sont respectivement basées sur les systèmes canadiens de Fort-à-la-corne et du Lac de Gras, et ne montrent pas la même morphologie que les systèmes de la classe 1. Modifié d'après Cas et al. (2008). (b) Schéma d'un système kimberlitique montrant différentes nomenclatures. A gauche du schéma se trouve l'ancienne terminologie (Clement, 1982; Clement et Skinner, 1985) et à droite, la plus récente nomenclature, basée sur la description des textures des différents dépôts, mais toujours insatisfaisante. Modifié d'après Kjarsgaard (2007).

Les kimberlites du secteur Lac de Gras (Territoires du Nord-Ouest) représentent la classe 3 et sont relativement proches dans leur structure des maars-diatrèmes non-kimberlitiques, mais ils sont plus petits (Cas et al., 2008a, 2008b). Aussi, à Igwisi Hills (Tanzanie) les éruptions de volcans kimberlitiques holocènes ont formé notamment des coulées de laves et des cônes de scories (Reid et al., 1975; Brown et Sparks 2010; Brown et al., 2012b). En d'autres termes, il existe une grande variété de volcans kimberlitiques impliquant que ces magmas peuvent probablement former la gamme complète (magmatique à phréatomagmatique) de l'activité volcanique monogénique (McClintock et al., 2009; Brown et Valentine, soumis).

#### d) Nomenclature

A l'époque où seules les kimberlites de classe 1 étaient connues, une première terminologie a été proposée (Clement, 1982; Clement et Skinner, 1985). Celle-ci associe un nom de faciès à chaque zone clé du système, impliquant ainsi un lien génétique (Figure 1.2b : ancienne terminologie). Cependant, durant les dernières décennies, d'autres systèmes kimberlitiques présentant des morphologies, des architectures ainsi que des tailles variées ont été étudiés, remettant en question cette nomenclature. D'autres terminologies ont donc ainsi été proposées, sans pour autant faire consensus (Field et Scott Smith, 1998; Kjarsgaard, 2007; Cas et al., 2008a, 2008b, 2009). Une de ces nomenclatures (Kjarsgaard, 2007) est basée sur la description des textures des différents dépôts que l'on retrouve au sein d'un même système kimberlitique. Suivant la texture des roches principalement, il y a : les kimberlites hypabyssales (HK) ou kimberlites cohérentes, les kimberlites volcanoclastiques (VK), pouvant être massives (MVK) ou resédimentées (RVK), ainsi que les kimberlites pyroclastiques (PK) (Figure 1.2b : terminologie révisée)<sup>3</sup>. Cette terminologie ne tient pas bien compte des kimberlites des classes 2 et 3.

---

<sup>3</sup> Les kimberlites pyroclastiques, dans la terminologie de Kjarsgaard (2007), sont celles qui se déposent autour du cratère mais qu'on retrouve aussi dans le diatrème et ce matériel est généralement lité. En fait, le terme « pyroclastique » désigne un sous-ensemble de roches volcanoclastiques qui sont formées par fragmentation magma au cours d'éruptions explosives (White et Houghton, 2006). Les kimberlites volcanoclastiques massives sont donc en fait d'origine pyroclastique.

#### e) Mode de mise en place

Contrairement aux maars-diatrèmes non-kimberlitiques, aucune éruption conduisant à la formation d'un volcan kimberlitique n'a été observée. Qui plus est, les kimberlites sont (a) très mal préservées (un seul exemple de volcan quaternaire est connu), (b) peu représentées par rapport aux autres systèmes volcaniques en raison de la rareté de ce type de magma et (c) leur composition ultramafique facilite le processus d'altération. Cela implique des contraintes majeures quant à la compréhension des processus de mise en place de tels systèmes : les modèles sont fondés sur l'interprétation des dépôts et sur des considérations théoriques, et non sur des observations directes d'éruptions historiques. Les modèles de mise en place des kimberlites cherchent surtout à expliquer le mode de formation des diatrèmes, qui sont la partie du système volcanique la mieux préservée et la plus étudiée. En effet, les diatrèmes kimberlitiques sont exploités quand ils contiennent suffisamment de diamants.

Cependant, le mode de mise en place des diatrèmes kimberlitiques est mal contraint et controversé (Clement, 1982; Clement et Reid, 1989; Field et Scott-Smith, 1999; Sparks et al., 2006; Wilson et Head, 2007; Lorenz et Kurszlaukis, 2007; Kurszlaukis et Lorenz, 2008; Cas et al., 2008b; Porritt et al., 2008; Skinner, 2008; McClintock et al., 2009; Mitchell et al., 2009; Porritt et Cas, 2009; White et Ross, 2011; Gernon et al., 2012). Dans la littérature récente, deux familles de modèles sont en concurrence : magmatique et phréatomagmatique. Les modèles magmatiques se basent sur le fait que les magmas kimberlitiques sont souvent riches en volatiles ( $\text{CO}_2$  et  $\text{H}_2\text{O}$  principalement) puisqu'ils sont issus de faibles taux de fusion partiel (Mitchell, 1986; Sparks et al., 2006; Wilson et Head, 2007; Wilson et al., 2007; Kjarsgaard et al., 2009a). Il y aurait exsolution des volatiles par décompression du magma ascendant conduisant à la fragmentation du magma et de l'encaissant. La possibilité d'appliquer un modèle phréatomagmatique aux kimberlites sera discutée au chapitre 5.

## 1.2 Problématique et objectifs

Les processus éruptifs des maars-diatrèmes sont mal compris. Premièrement, il existe très peu d'observations directes de ces éruptions. De plus, lors de ces éruptions, seule la partie au-dessus de la surface est visible, alors que la majeure partie du travail se situe en profondeur, dans le diatrème. Deuxièmement, sur le terrain, l'entièreté de la structure, comprenant le maar et le diatrème, n'est jamais observable.

En effet, soit le maar affleure, mais est généralement incomplet, soit le diatrème affleure et là encore, il ne s'agit pas de tout le diatrème mais d'une toute petite partie non représentative de l'ensemble. L'absence de l'étude d'une structure complète implique une analyse non-représentative de l'ensemble.

Bien que pour les maars-diatrèmes non-kimberlitiques, l'origine phréatomagmatique est largement acceptée, il reste encore des points d'ombre comme la façon dont évolue le diatrème (de haut en bas, de bas en haut, atteint-il sa profondeur dès le début?), l'influence syn-éruptive que peut avoir le substrat sur sa morphologie, y-a-t-il une subsidence syn-éruptive? Les diatrèmes kimberlitiques peuvent-ils se former suite à une fragmentation phréatomagmatique? Comprendre la formation des pyroclastes juvéniles sub-sphériques à sphériques présents dans les diatrèmes ultramafiques peut-il être un moyen pour mieux contraindre la formation des diatrèmes kimberlitiques?

Mieux comprendre les processus éruptifs des maars-diatrèmes permettrait aussi une meilleure connaissance des aléas et risques que peuvent engendrer ce type d'éruptions. Plusieurs endroits dans le monde sont susceptibles de produire ce genre d'éruptions comme en Turquie, dans le sud de l'Europe, la chaîne des Puys, en Allemagne, autour du Pacifique, etc. (Lorenz, 2007).

Afin d'apporter de nouvelles connaissances, il a été choisi de travailler plus spécifiquement sur certains aspects des maars-diatrèmes non-kimberlitiques : (1) le rôle de la nature du substrat dans lequel se mettent en place ces systèmes volcaniques sur la morphologie de ceux-ci, (2) la subsidence syn-éruptive et (3) le mode de formation et de transport d'un type spécifique de particules juvéniles que l'on retrouve tout particulièrement dans les systèmes de composition ultramafique. Il a aussi été choisi de faire une comparaison entre des maar-diatrèmes ultramafiques et des maars-diatrèmes kimberlitiques (classe 1). Enfin, étant donné l'importance des analyses granulométriques, paramètre majeur pour définir le mode de fragmentation, de transport et de déposition, une nouvelle méthode a été développée afin d'obtenir les données granulométriques de dépôts consolidés, représentant une grande partie des dépôts pyroclastiques et très souvent non pris en compte.

Afin d'atteindre ces objectifs, deux sites d'études, à des profondeurs d'érosion différente, ont été choisis : le champ volcanique Pali Aike d'âge Quaternaire où sont exposés des maars de composition basaltique et le champ volcanique Missouri River Breaks d'âge Éocène où sont exposés (une partie) des diatrèmes de composition ultramafique.

### **1.2.1 Le rôle du substrat**

Plusieurs chercheurs ont suggéré que l'état de consolidation du substrat influencerait la mise en place des maars-diatrèmes en affectant d'une part, la morphologie du système et d'autre part, les dépôts pyroclastiques qui selon la nature du substrat seront composés de fragments lithiques, ou de particules/grains individuels (Lorenz, 1987, 2003, 2008; Auer et al., 2007; Martín-Serrano et al., 2009).

Il existe donc deux scénarios extrêmes caractérisant une mise en place (1) dans un socle rocheux et (2) dans des sédiments non-consolidés (White, 1991; Nemeth et Martin, 2007; Ort et Carrasco-Núñez, 2009). Une mise en place en environnement mixte est aussi possible. L'apport de l'eau servant aux explosions phréatomagmatiques est contrôlé par la nature et la perméabilité du substrat : elle est contenue dans les pores des sédiments et/ou dans les fractures des roches.

La mise en place dans un socle rocheux a été beaucoup étudiée et un modèle général des systèmes volcaniques de type maar-diatrème dans ce contexte a été proposé (Lorenz, 1987, 2003; Büchel et Lorenz, 1993; Auer et al., 2007; Lorenz et Zimanowski, 2008) tandis que la mise en place dans des sédiments non-consolidés ou dans un contexte mixte est peu documentée. Quel est réellement l'impact d'un environnement non-consolidé ou mixte sur la morphologie du système volcanique et les dépôts pyroclastiques?

### **1.2.2 Subsidence syn-éruptive**

La présence de litage en auge dans le diatrème, de failles concentriques, de domaines de roche encaissante sous forme de collets ou des domaines ayant été identifiés à des niveaux de profondeurs différents de leur niveau d'origine sont autant d'évidences ayant été interprétés comme étant le résultat d'un mécanisme de subsidence syn-éruptif (McCalum, 1976; Lorenz, 1973, 1975, 2000, 2007).

Ces évidences de terrain ne sont toutefois pas observables dans tous les diatrèmes, ce qui implique que la subsidence syn-éruptive ne serait peut-être pas un mécanisme systématique dans la formation des maars-diatrèmes.

### 1.2.3 Les pyroclastes juvéniles sub-sphériques à sphériques

Dans les éruptions phréatomagmatiques, plus le rapport eau-magma est optimal, plus la fragmentation est efficace, et produit des particules fines. L'explosivité de l'interaction dépend de plusieurs facteurs dont la rhéologie et le flux de magma, la quantité d'eau disponible, etc. Les particules produites, peu/pas à moyennement vésiculaires, ont ainsi des formes et textures caractéristiques : fragments anguleux, amiboïdes, équants, en chou-fleur finement cristallisés ou vitrifiés (Sheridan et Wohletz, 1983; Fisher et Schmincke, 1984; Cas et Wright, 1987; Morrissey et al., 2000; Vespermann et Schmincke, 2000; Ross et White, 2012).

Certains maars-diatrèmes de composition ultramafique (carbonatites, méllilitites à olivine, orangéites et kimberlites) contiennent un type de particules juvéniles qui ne s'observent pas dans des maars-diatrèmes d'autres compositions : les pyroclastes sub-sphériques à sphériques. Ils se retrouvent essentiellement dans les diatrèmes mais aussi dans les dépôts pyroclastiques de l'anneau. Dans la littérature sur les kimberlites, ce type de particules est appelé « *pelletal lapilli* » (Clement, 1982; Scott-Smith, 1999).

Ces pyroclastes, non-vésiculaires, généralement sphériques, ont une surface lisse et, en leur centre, contiennent souvent un cristal ou un fragment lithique entouré de matériel juvénile cohérent à grain fin, pouvant contenir des phénocristaux (Hearn, 1968; Lorenz, 1979; Mitchell, 1986; Field et Scott Smith, 1999; Carracedo Sánchez et al., 2009). La structure interne peut être composée de plusieurs couches de lave concentrique et les cristaux peuvent être orientés. La forme des pyroclastes sphériques, gouvernée par la tension de surface, leur structure interne et leur texture (présence de phénocristaux et possible arrangement en couches concentriques), suggèrent que le magma était largement liquide avec quelques cristaux déjà formés au moment de l'éruption. De plus, ces pyroclastes ne montrent pas de structure d'impact résultant d'une collision entre elles, ce qui implique une solidification très rapide (Kurszlaukis et al., 1998a).

Le mode de formation de ces pyroclastes, de même que le mode de transport, sont des paramètres encore mal contraints. En effet, peu d'études portent sur ces pyroclastes qui sont pourtant une caractéristique des systèmes kimberlitiques et qui pourraient nous éclairer sur le mode de mise en place des maars-diatrèmes kimberlitiques. Certains groupes de chercheurs pensent que les pyroclastes se forment grâce à un mécanisme phréatomagmatique (p. ex. Kurszlaukis et al., 1998a) tandis que d'autres penchent pour un mécanisme magmatique (p. ex. Lloyd et Stoppa, 2003).

## **1.2.4 Comparaison entre des maars-diatrèmes ultramafiques et kimberlitiques**

Les processus éruptifs des maars-diatrèmes kimberlitiques sont encore mal contraints et plusieurs hypothèses existent quant à leur mode de formation (cf. section 1.1.2). L'étude en affleurements de diatrèmes ultramafiques (cf. section 1.3.1b), proches de la composition des kimberlites, permettra de les comparer aux systèmes kimberlitiques.

## **1.2.5 Analyse granulométrique par traitement d'images et stéréologie**

La granulométrie des dépôts pyroclastiques est un paramètre capital renseignant sur la nature de la fragmentation, le mode de transport et de déposition. Or, dans les maars-diatrèmes même quaternaires, les dépôts pyroclastiques sont majoritairement consolidés, ce qui fait que très peu de dépôts sont échantillonnés pour une analyse granulométrique. En conséquence, l'analyse granulométrique ne reflète qu'une petite partie des dépôts et non l'ensemble. C'est pourquoi une nouvelle méthode d'analyse granulométrique a été mise au point en employant le traitement d'images et la stéréologie pour les dépôts consolidés. Cette méthode permet ainsi non seulement d'obtenir les données granulométriques des dépôts consolidés mais de pouvoir aussi comparer directement ces résultats avec les données granulométriques du matériel meuble.

## **1.3 Méthodologie**

Afin de répondre aux objectifs de ce projet, deux sites d'étude ont été retenus : le champ volcanique Pali Aike (Argentine), d'âge Quaternaire, et le champ volcanique Missouri River Breaks (Montana, États-Unis) d'âge Éocène. Le premier site est un bon endroit pour documenter l'impact d'un substrat « mixte » sur les maars lors de leur mise en place. C'est aussi un bon endroit pour tester une nouvelle méthode d'analyse granulométrique. Le second site permet d'étudier l'impact d'un substrat composé de sédiments « mou » sur les diatrèmes, et d'investiguer le mode de formation et de transport des pyroclastes sub-sphériques à sphériques. Les diatrèmes du champ volcanique Missouri River Breaks permettent aussi de documenter l'importance de la subsidence syn-éruptive dans l'évolution de certains diatrèmes.

Les études de terrain sont complétées par des études en laboratoire : pétrographie, géochimie et granulométrie.

### 1.3.1 Études de terrain

#### a) Les maars du champ volcanique Pali Aike

Grâce au projet international PASADO (**P**otrok **A**ike Maar Lake **S**ediment **A**rchive **D**rilling **P**roject), un projet de forage des sédiments lacustres d'un maar d'âge Quaternaire, situé en Argentine, il a été possible d'aller observer, décrire et échantillonner les dépôts du champ volcanique monogénique Pali Aike. En particulier, les effets de l'état de consolidation du substrat sur la morphologie des maars et les dépôts pyroclastiques ont pu être étudiés. Ce champ volcanique Plio-Pléistocène couvre environ 4500 km<sup>2</sup> en Argentine et au Chili (Corbella, 2002) et se trouve en contexte d'arrière-arc par rapport aux Andes (Figure 1.3) : depuis le Crétacé à aujourd'hui, la ride médio-océanique, séparant actuellement les plaques Nazca, au nord, et Antarctique, au sud, a subducté sous la plaque Sud-américaine menant à la formation d'une fenêtre asthénosphérique sous le continent Sud-Américain. Cela c'est accompagné entre autre de la formation des plateaux de lave basaltique tel que celui de Pali Aike. La signature géochimique des produits volcaniques montre une ressemblance avec les basaltes d'îles océaniques et non de zones de subduction, ce qui est en accord avec la présence d'une fenêtre asthénosphérique dans la plaque subductée (D'Orazio et al., 2000). Ces produits sont alcalins et typiquement à olivine, allant de basaltes à basanites.

Plusieurs maars ont été observés et ont fait l'objet d'une étude détaillée. Ont été décrits : (i) la morphologie des maars, avec notamment la réalisation de profils topographiques, (ii) les dépôts pyroclastiques : description des lits (épaisseur, forme, granoclassement, tri, etc.), description de la taille, de la forme, de la nature et de la texture des pyroclastes. En fonction de la qualité des affleurements, des sections stratigraphiques ont été réalisées. Pour les études granulométriques (cf. section 1.3.2) et pétrographiques (cf. section 1.3.3) des échantillons de dépôts pyroclastiques ont été prélevés. Pour les analyses géochimiques (cf. section 1.3.3), des coulées de lave, des fragments juvéniles et des fragments lithiques ont été échantillonnés.

## b) Les diatrèmes du champ volcanique Missouri River Breaks

Dans le centre du Montana, l'érosion a permis la mise à nue de diatrèmes ultramafiques d'âge compris entre 52 et 47 Ma, appartenant au champ volcanique Missouri River Breaks (Hearn, 1968). Le champ volcanique Missouri River Breaks fait parti de la province alcaline du Montana qui représente l'activité magmatique Paléogène, loin de la fosse en direction de l'est, où les plaques Kula-Resurrection-Farallon ont subducté vers l'E/NE sous la plaque Nord-américaine avec l'ouverture d'une fenêtre asthénosphérique sous le continent Nord-Américain (Duke, 2009).

Le site offre ainsi l'opportunité unique de pouvoir étudier en affleurement (i) la structure interne des diatrèmes et (ii) le matériel pyroclastique de remplissage en termes de structure, de composition et de granulométrie. Des échantillons ont été prélevés et suivant la qualité des affleurements des dépôts pyroclastiques lités, des sections stratigraphiques ont aussi été mesurées. Le but était (i) d'étudier les effets de la nature du substrat sur la morphologie des diatrèmes, (ii) d'étudier les pyroclastes sub-sphériques à sphériques contenus dans les dépôts pyroclastiques et enfin (iii) de pouvoir documenter l'importance de la subsidence syn-éruptive.

### **1.3.2 Études granulométriques : tamisage et traitement d'images et stéréologie**

Des analyses granulométriques par tamisage ont été obtenues pour quelques échantillons non-consolidés prélevés sur le premier site d'étude. Les tamis suivants ont été utilisés : 31,5 mm, 16 mm, 8 mm, 4 mm, 2 mm, 1 mm, 0,5 mm, 0,25 mm, 0,125 mm et 0,063 mm. Étant donné la fragilité du matériel juvénile vésiculaire, un brassage manuel des tamis a été effectué, évitant ainsi toute surestimation de la fraction fine.

Dans le cas des échantillons consolidés, une nouvelle technique d'acquisition de données granulométriques a été utilisée, tel que décrit en détail au chapitre 2. Cette technique repose sur le traitement d'images de lames minces et la stéréologie. Cette méthode a été développée afin d'obtenir des données granulométriques à partir de sections de roche (deux dimensions) et de pouvoir comparer directement ces résultats avec les données granulométriques obtenues par tamisage, soit sur des particules individuelles (trois dimensions).

En raison de l'altération, les lames minces obtenues à partir d'échantillons prélevés au second site d'étude n'ont pas permis de distinguer systématiquement les fragments de leur matrice. Ceci a malheureusement empêché l'application de la technique de traitement d'images au second site. Toutefois, la granulométrie des dépôts pyroclastiques du second site d'étude a pu être estimée de façon qualitative sur le terrain et en lames minces.

### **1.3.3 Études pétrographiques et géochimiques**

L'analyse pétrographique consiste en l'étude de la composition de la fraction des cendres (<2 mm) et des petits lapillis dans les dépôts pyroclastiques à partir de l'observation en lame mince sous microscope optique. Quelques 22 lames minces ont été décrites pour le premier site et 61 pour le second site. Les paramètres suivants ont été systématiquement documentés : la taille, la forme et la nature des particules ainsi que la proportion de chacun des composants.

Pour le premier site d'étude, des analyses géochimiques ont été réalisées à l'INRS. Les poudres produites par broyage et pulvérisation (acier doux) ont été soumises à la fusion alcaline. Les éléments majeurs et quelques traces ont été déterminés par spectrométrie d'émission optique (ICP-AES), alors que la majorité des éléments traces ont été déterminés par spectrométrie de masse (ICP-MS). Les analyses ont porté sur des échantillons de coulées de lave, des fragments juvéniles, ainsi que sur des fragments lithiques. Dans le cas du second site d'étude, le degré d'altération des dépôts pyroclastiques et même des intrusions a freiné l'échantillonnage géochimique.

## **1.4 Plan de la thèse**

Cette thèse comporte, en plus de ce chapitre d'introduction, cinq autres chapitres. Le second chapitre porte sur une nouvelle méthode d'analyse granulométrique pour les échantillons consolidés, basée sur le traitement d'images et la stéréologie. Le troisième chapitre présente l'étude de terrain et de laboratoire sur le champ volcanique Pali Aike. Le quatrième chapitre présente l'étude de terrain et de laboratoire sur les diatrèmes du champ volcanique Missouri River Breaks. Le chapitre 5 contient la discussion et le chapitre 6 présente les conclusions de la thèse.



## **CHAPITRE 2 :**

# **GRANULOMÉTRIE PAR TRAITEMENT D'IMAGES ET STÉRÉOLOGIE**

### **2.1 Introduction du chapitre**

La distribution granulométrique des dépôts meubles et des roches fragmentaires est depuis longtemps largement mesurée en volcanologie et en sédimentologie. Ce paramètre permet de décrire et de caractériser les dépôts de retombées pyroclastiques mais aussi les dépôts de courants pyroclastiques de densité. En effet, ce paramètre renseigne sur les processus de fragmentation, de transport et de déposition (Walker, 1971, 1973; Wohletz et al., 1989). Wentworth et Williams (1932) ont été les premiers à utiliser les distributions granulométriques pour caractériser les dépôts clastiques et ce paramètre fut ensuite utilisé par d'autres auteurs tels que Fisher (1961) et Schmid (1981). Lirer et Vinci (1991) ont démontré que les dépôts de courants pyroclastiques de densité pouvaient être distingués sur la base de la distribution granulométrique. Walker (1973) utilisa quant à lui ce paramètre afin de proposer une classification des éruptions volcaniques explosives. Il s'agit aussi d'un paramètre très important en ce qui concerne la compréhension de la dynamique des colonnes éruptives (Bursik et al., 1992; Sparks et al., 1992; Cioni et al, 2003; Bonadonna et Houghton, 2005; Volentik et al., 2010). Barberi et al. (1990), Connor et al. (2001) et Bonadonna et al. (2002a, 2002b) utilisent par exemple ce paramètre dans la modélisation de la dispersion des téphras afin d'évaluer les risques volcaniques.

Plusieurs techniques peuvent être utilisées pour obtenir la distribution granulométrique d'un échantillon meuble, à savoir par exemple : le tamisage à sec, le tamisage humide, la sédimentométrie (obtenir la taille de grains, sédimentant dans une colonne d'eau, à partir de la loi de Stokes), la diffraction laser ou la centrifugation. Les techniques les plus employées sont pour les plus grosses particules (> 0,063 mm) le tamisage et pour les particules les plus fines, la diffraction laser ou les appareils optiques. L'inconvénient majeur est que ces techniques sont exploitables uniquement si le matériel étudié est non-consolidé.

Ceci implique qu'en volcanologie, les analyses granulométriques sont faites en majeure partie sur des dépôts volcanoclastiques récents qui ne sont généralement pas encore consolidés par la compaction, l'altération et la recristallisation. Par conséquent, les données recueillies ne sont pas représentatives de l'ensemble des dépôts volcanoclastiques répertoriés sur Terre, puisqu'il faut se contenter d'une estimation qualitative pour les dépôts consolidés. Le tamisage et les autres techniques impliquant un matériel non-consolidé ne sont pas applicables aux roches volcanoclastiques, formant la vaste majorité de l'enregistrement géologique des éruptions passées. De plus, dans le cas où un secteur contiendrait à la fois des dépôts meubles et des roches volcanoclastiques, les dépôts non-consolidés seraient échantillonnés mais pas les roches, ce qui crée un biais important. Par exemple, il est courant dans les champs volcaniques quaternaires que les dépôts d'éruptions stromboliennes soient meubles alors que certains dépôts phréatomagmatiques soient consolidés à cause de la palagonitisation (produit de l'altération des verres volcaniques de type sidéromélane); c'est notamment le cas au site étudié en Argentine (Chapitre 3). Ce problème est aussi présent en sédimentologie, d'où le réel besoin de mettre au point une méthode adéquate qui puisse s'appliquer aux roches.

Il existe un outil relativement puissant permettant d'obtenir les propriétés quantitatives de particules : le traitement d'images (Karatson et al., 2002). L'intérêt, en plus d'être une méthode idéale pour le matériel consolidé, est qu'on peut avoir la distribution granulométrique sur une large gamme de tailles de particules étant donné qu'on peut travailler avec des photos allant de l'échelle de l'affleurement (à condition de respecter certaines règles de prise de vue) à une échelle microscopique. Afin de convertir en trois dimensions (3D) les données obtenues en deux dimensions (2D), le traitement d'images est généralement associé au principe de la stéréologie. En volcanologie, ce processus d'analyse est largement usité pour obtenir la distribution de taille des cristaux et des vésicules (Cashman et Marsh, 1988; Mangan, 1990; Marsh, 1998; Cashman et al., 1999; Higgins, 2009; Shea et al., 2010) mais très peu pour les distributions granulométriques. Qui plus est, la distribution granulométrique des dépôts volcanoclastiques doit être comparable directement à celle obtenue par le tamisage des échantillons ce qui n'est pas le cas dans les études de la distribution de taille des cristaux et des vésicules. En effet, l'analyse granulométrique permet d'obtenir des renseignements sur le tri, le diamètre médian et le mode de déposition des particules qui sont des paramètres ayant été identifiés par l'étude des échantillons meubles et non à partir des échantillons consolidés.

Pour accéder à ces renseignements et pour pouvoir comparer directement nos échantillons consolidés et non-consolidés, il faut au préalable s'assurer que cette technique par traitement d'images et stéréologie donne une distribution granulométrique s'approchant significativement de la distribution granulométrique des échantillons meubles.

La première partie de ce chapitre sera consacrée à la description des méthodes de granulométrie (i) par tamisage et (ii) par une nouvelle méthode utilisant le traitement d'image associée à la stéréologie pour obtenir des distributions granulométriques en 3D, à partir d'un échantillon test. La seconde partie portera sur les résultats et sera suivie d'une discussion, avant de conclure.

## **2.2 Méthodologie des analyses granulométriques**

Afin de mettre au point la méthode de granulométrie par traitement d'images et stéréologie et de vérifier si elle renvoie des résultats similaires à ceux obtenus par le tamisage, un échantillon meuble (PAVF-048D) provenant d'une tranchée creusée dans le secteur Est de la Laguna Potrok Aike (Chapitre 3, Figure 3.34a) a été testé. Il s'agit d'un dépôt pyroclastique meuble composé en grande partie de fragments juvéniles peu à très vésiculaires et de quelques fragments lithiques, selon une estimation visuelle. Les plus gros fragments atteignent environ 2 cm mais ne représentent pas la granulométrie dominante du dépôt. Dans un premier temps, l'échantillon PAVF-048D a été tamisé afin d'obtenir la distribution granulométrique qui pourra ainsi être comparé à celle obtenue par la méthode combinant le traitement d'images et la stéréologie.

### **2.2.1 Tamisage**

Pour le tamisage, la quantité idéale de matériel à prélever dans un dépôt pyroclastique dépend principalement de la granulométrie et de la gamme de taille du dépôt, estimées visuellement dans un premier temps. Plus un dépôt pyroclastique sera grossier avec une gamme de taille peu restreinte, et plus il faudra prélever de matériel pour qu'il soit représentatif du dépôt. Concernant le dépôt pyroclastique PAVF-048D, moins de 1 kg de matériel a été prélevé, ce qui est plus que suffisant pour un tel dépôt. Une fois échantillonné, le matériel a été préalablement séché à l'étuve pendant 48 heures afin d'éviter dans la mesure du possible

l'agrégation des particules les plus fines pouvant par conséquent biaiser la proportion en particules grossières.

Le tamisage à sec de l'échantillon test s'est effectué à l'INRS-ETE, en utilisant les tamis à 1 Phi ( $\phi$ ) d'intervalles : 31,5 mm, 16 mm, 8 mm, 4 mm, 2 mm, 1 mm, 0,5 mm, 0,250 mm, 0,125 mm, 0,063 mm et un bac pour le reste des particules fines. Les tamis ont été secoués manuellement pendant environ une minute, à intensité faible, pour éviter que les particules les plus fragiles, par exemple les scories, ne se brisent et ne faussent, cette fois-ci, la proportion en particules fines. L'échantillon total a été pesé avant le tamisage et chaque refus de tamis l'a ensuite été afin de calculer la distribution granulométrique en pourcentage de poids de l'échantillon test<sup>1</sup>.

## 2.2.2 Traitement d'images et stéréologie

Afin de procéder à la méthode par traitement d'images et stéréologie, l'échantillon test, préalablement tamisé a été reconstitué dans le but de fabriquer un échantillon consolidé. Une fois reconstitué, cet échantillon test a été quarté plusieurs fois pour obtenir un sous-échantillon représentatif. Ce sous-échantillon a été placé dans un ramequin (en évitant au maximum un granoclassement des particules), qui a subséquemment été rempli de résine et cuit afin d'obtenir une roche artificielle. L'échantillon a ensuite été scié verticalement et deux lames minces ont été fabriquées par Vancouver Petrographics.

La méthode pour obtenir la distribution granulométrique d'un échantillon consolidé comprend deux étapes majeures avec (i) l'acquisition des données par traitement d'images et (ii) la conversion de ces données 3D par stéréologie.

### a) Traitement d'images

#### *Acquisition d'images*

Cette première étape consiste à obtenir des photographies, des images numérisées, des photomicrographies, ou tout autre support d'imagerie, de l'affleurement, des échantillons et/ou des lames minces pour obtenir la distribution granulométrique du dépôt échantillonné.

---

<sup>1</sup> Les données brutes de l'analyse granulométrique de l'échantillon test par tamisage sont disponibles à l'annexe A.

En effet, la gamme de tailles pour les particules d'un dépôt pyroclastique peut varier de plusieurs mètres à quelques microns. Généralement, une seule image, c'est-à-dire une seule échelle, ne représente pas la totalité de la gamme granulométrique et cela induit inévitablement des biais (distributions tronquées). Il est possible d'affiner l'échantillonnage par l'acquisition de photographies à différentes échelles pour obtenir une distribution granulométrique complète.

Shea et al. (2010) proposent différentes stratégies afin d'avoir un nombre optimal de photographies, et par conséquent de grains, ainsi qu'une méthode pour combiner les différentes échelles<sup>2</sup> et ainsi obtenir une distribution granulométrique plus proche de la réalité. L'article en question est consacré aux analyses de vésicules dans les pyroclastes mais leur technique est aussi applicable aux distributions granulométriques.

Le choix du nombre d'images pour chaque grossissement dépend, comme pour le tamisage, de la granulométrie et de la gamme de taille du dépôt à prélever. Shea et al. (2010) recommande de doubler le nombre d'images à chaque grossissement. L'avantage de cette stratégie est qu'elle permet d'avoir un nombre restreint d'images ce qui rend le processus d'acquisition des données plus rapide. De plus, le fait de doubler les images à chaque grossissement permettra d'avoir un nombre de particules suffisant et comparable au nombre issu de la première image de la première échelle. Il est important de noter que d'un grossissement à un autre, les photographies doivent avoir été prises au même endroit (ou seulement une partie de la photographie). En effet, pour pouvoir combiner les différentes échelles et ainsi obtenir la distribution granulométrique de l'échantillon, il faut qu'il y ait un recouvrement de particules, et par extension de gamme de taille. S'il n'y a aucun recouvrement de particules, la distribution granulométrique de l'échantillon sera incomplète et par conséquent erronée en raison de l'absence de certaines gammes de taille de particules.

Dans cette étude, la première échelle est une image numérisée d'une lame mince. Étant donné que l'échantillon test était initialement meuble et a été reconstitué pour les besoins de cette méthode, deux lames minces ont été fabriquées pour contrer d'éventuels effets indésirables (par ex. granoclassement). Les lames minces fabriquées à partir de cet échantillon ont été numérisées à l'aide d'un scanner EPSON Perfection 4870 à une résolution de 2400 dpi en couleur 24-bits (Professeur Pierre Francus). Les images ont été enregistrées en format Tiff, non compressé, pour éviter toute perte d'information.

---

<sup>2</sup> La façon dont les différentes échelles sont combinées est expliquée dans la section (b) et illustré à la figure 2.1b, 2.1c, 2.1d.

Ensuite, pour augmenter les chances d'avoir un nombre suffisant de particules à chaque changement de grossissement, il a été choisit de prendre quatre et huit photomicrographies prises aux grossissements 25x et 50x respectivement, pour chacune des lames minces (Figure 2.1a). Le choix des grossissements est fait dans l'optique que toutes les tailles de particules soient analysées. Les grossissements 25x et 50x ont été retenus malgré le fait qu'ils renvoient sensiblement la même information (Figure 2.1b) car ce sont deux grossissements rapprochés mais indispensables, pour avoir le plus d'informations. En-effet, au-delà du grossissement 50x, il était impossible d'identifier correctement les particules, en raison du degré avancé de l'altération de l'échantillon. Ainsi, la fraction fine (la matrice) n'a pas pu être analysée. Toutefois, comme elle ne représente pas le plus gros volume de l'échantillon, l'impact sur la distribution granulométrique de l'échantillon n'est pas significatif.

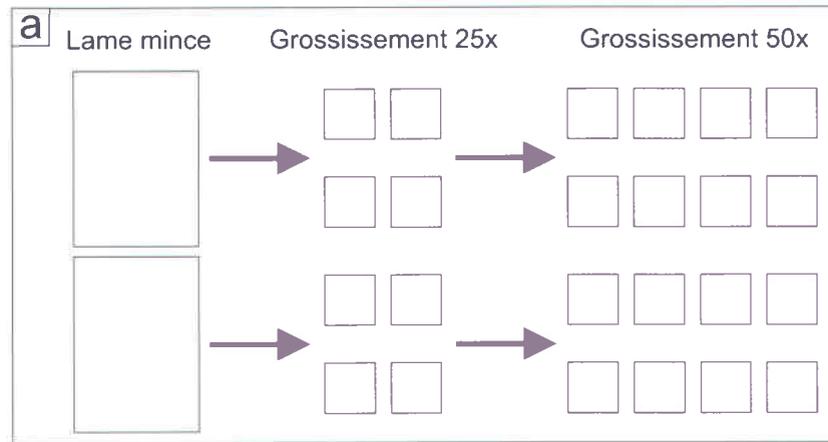
### *Traitement d'images*

Après l'acquisition d'images, la prochaine étape consiste à dessiner le contour des sections de particules en 2D<sup>3</sup> sur chacune des images de chacun des grossissements.

L'obtention des contours peut se faire soit par analyse automatique soit par traitement manuel, c'est-à-dire en dessinant manuellement les contours. L'intérêt de l'analyse automatique (Proussevitch et Sahagian, 2001) par rapport au traitement manuel est qu'il s'agit d'une méthode rapide mais efficace seulement sur des images qui contiennent des objets homogènes aux contours bien distincts. Hors, dans les dépôts pyroclastiques, le contact entre les grains et avec la matrice est souvent peu visible (couleur similaire, altération) ce qui rend la reconnaissance automatique des grains difficile. De plus, les cristaux présents dans les grains peuvent être identifiés comme des particules distinctes alors qu'elles font partie du grain (Figure 2.2). Ce genre de problème existe aussi lors de la distribution de taille des vésicules : Giachetti (2010) expose différents exemples de traitement et d'analyse d'images testés mais le traitement manuel a finalement été retenu dans la majorité du travail. Enfin, l'analyse automatique ne permet pas d'identifier les grains en fonction de leur nature ce qui implique qu'aucune analyse compositionnelle n'est possible. C'est pourquoi le traitement manuel a été préféré ici.

---

<sup>3</sup> La section de particule correspond au plan de la particule qui, initialement en 3D, a été sciée : seul un plan (2D) de la particule subsiste.



**b**

$\bar{H}'$ (cm)	$N_A$ Lame mince	$N_A$ 25x	$N_A$ 50x	$N_A$ final
0,4845941	0,92501959	0	0	0,92501959
0,38492678	0,92501959	0	0	0,92501959
0,30575821	1,54169932	0	0	1,54169932
0,24287238	2,98061868	1,36405599	0	2,98061868
0,19292039	3,49451846	1,36405599	0	3,49451846
0,15324211	5,55011755	4,09216798	0	4,09216798
0,12172454	6,47513714	5,45622397	8,18433604	5,45622397
0,09668924	6,37235719	13,6405599	2,72811201	13,6405599
0,07680299	6,57791709	10,9124479	19,0967841	19,0967841
0,06100678	5,44733759	9,54839194	21,8248961	21,8248961
0,04845941	3,70007837	17,7327279	13,6405601	13,6405601
0,03849268	1,1305795	15,0046159	27,2811201	27,2811201
0,03057582	0,20555991	10,9124479	5,45622403	5,45622403
0,02428724	0,20555991	12,2765039	21,8248961	21,8248961
0,01929204		10,9124479	8,18433604	8,18433604
0,01532421		5,45622397	8,18433604	8,18433604
0,01217245		1,36405599	5,45622403	5,45622403
0,00966892		2,72811198	13,6405601	13,6405601
0,0076803		1,36405599	5,45622403	5,45622403

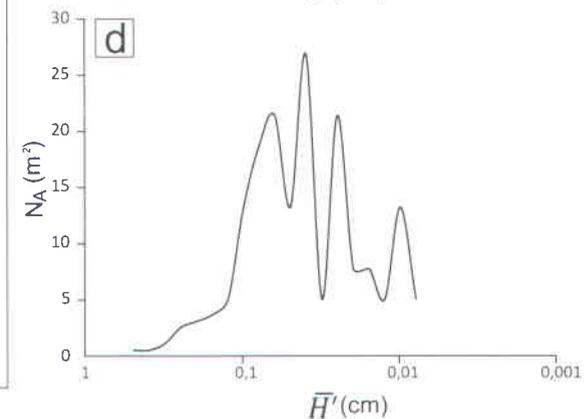
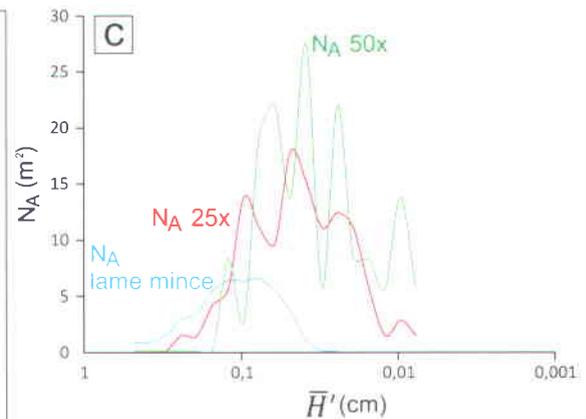


Figure 2.1. Stratégie d'acquisition d'images et combinaison d'échelles. (a) Choix du nombre d'images par grossissement (basée sur la stratégie d'acquisition d'images de Shea et al., 2010). (b) Calcul du nombre de sections (plans = 2D, voir note de bas de page numéro trois) de particules en deux dimensions (2D) par unité de surface,  $N_A$ , en fonction de  $\bar{H}'$  (moyenne entre la limite supérieure et inférieure d'un intervalle de taille, divisée par deux) pour chaque grossissement et choix du  $N_A$  final. La faible différence entre les grossissements 25x et 50x se traduit ici par l'absence de particules plus petites au grossissement 50x par rapport au grossissement 25x. Toutefois, au-delà d'une certaine taille il est plus juste de prendre en compte les résultats obtenus au grossissement 50x car à cette taille, les plus petites particules sont mieux représentées. (c) Courbes des  $N_A$  pour chaque grossissement et (d) courbe représentant le choix final des  $N_A$  suite à la combinaison des échelles basée sur la stratégie de Shea et al. (2010) qui propose que les valeurs de  $N_A$  entre chaque changement de grossissement ne soient pas trop écartées afin d'obtenir une distribution granulométrique lisse.

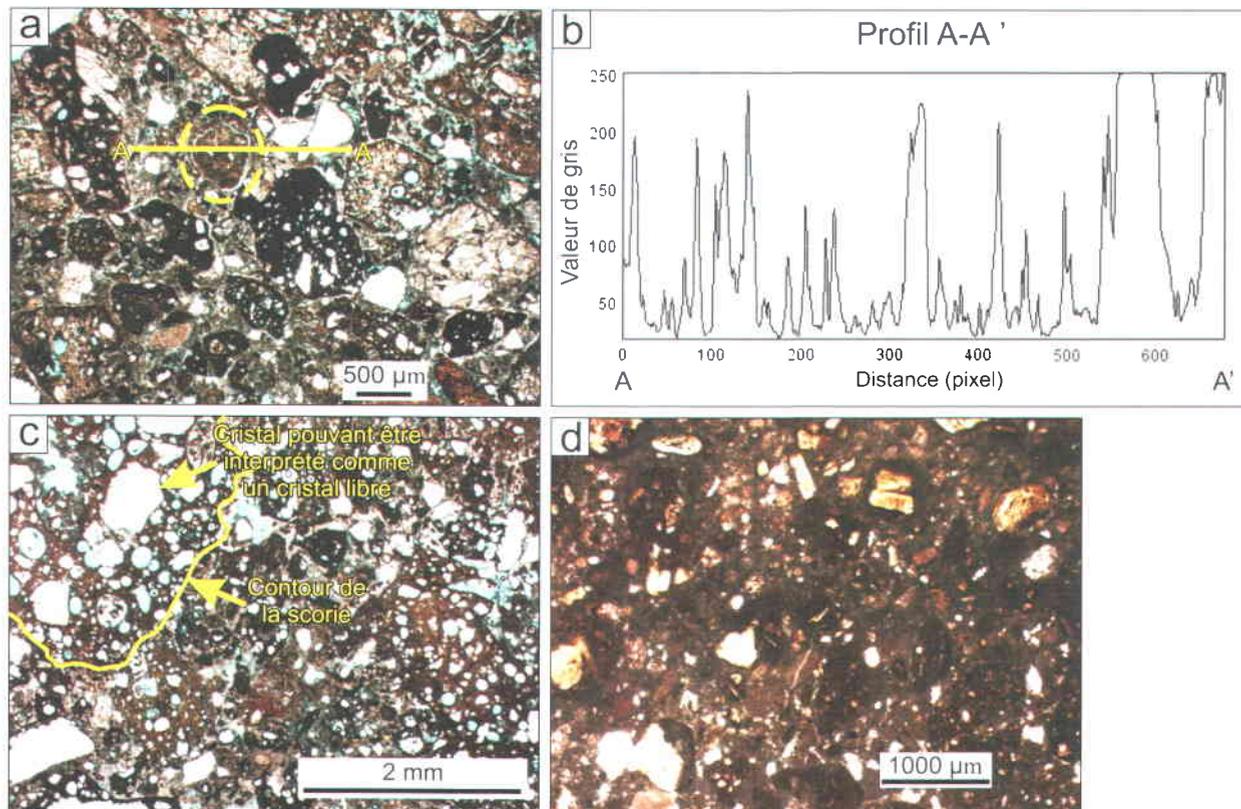


Figure 2.2. Problèmes liés à l'analyse d'images automatique. (a) Photomicrographie d'un échantillon prélevé dans un dépôt pyroclastique dans le champ volcanique Pali Aike. L'analyse d'image automatique ne peut pas faire la différence entre une vraie particule et une fausse particule composée de cendres fines et constituant en réalité la matrice et non un grain. (b) Histogramme des valeurs de gris (0 = noir; 250 = blanc) obtenues par ImageJ le long du profil A-A' sur la photomicrographie (a) une fois transformée en 8-bit. Dans des conditions idéales, le seuillage permettrait d'identifier la matrice des grains. Dans ce cas-ci, la matrice peut avoir la même teinte de gris qu'un grain empêchant ainsi toute utilisation du seuillage. (c) Photomicrographie d'un échantillon prélevé dans un dépôt pyroclastique dans le champ volcanique Pali Aike. Ici, les contours entre les scories très vésiculaires et la matrice sont très peu discernables. Les cristaux d'olivine contenus dans ces scories ont des contours bien contrastés avec leur environnement ce qui accentue le risque que l'analyse d'image automatique les identifie comme un grain alors qu'ils font partie de la scorie. Pour ce genre de dépôt, seul un œil aguerri peut reconnaître correctement les grains. (d) Photomicrographie d'un échantillon prélevé dans un dépôt pyroclastique dans le champ volcanique Missouri River Breaks. A ce stade d'altération, la distinction entre les fragments et la matrice est très difficile à faire : ni l'analyse automatique ni le traitement manuel n'est envisageable.

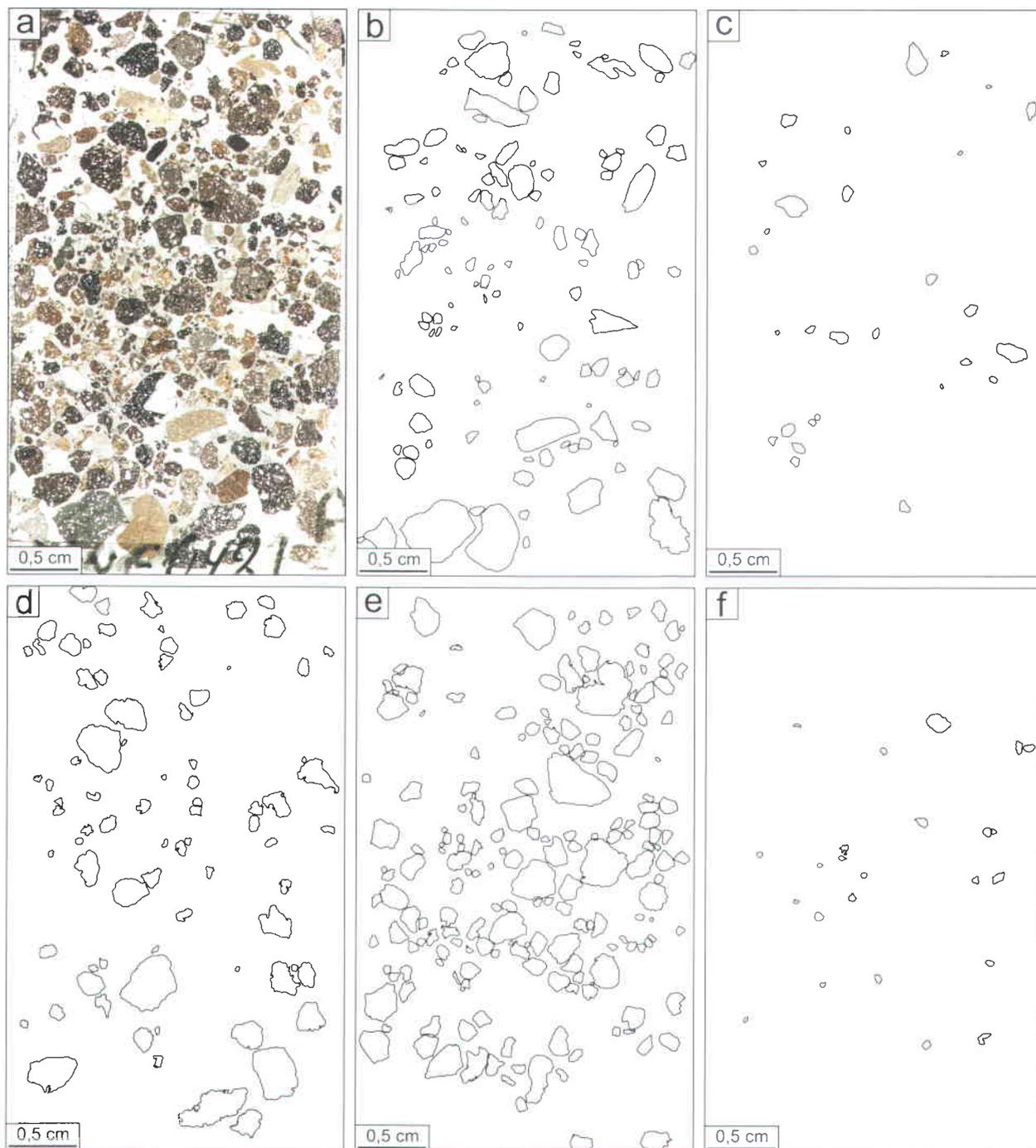
Ainsi, chaque image de chaque grossissement a été importé dans un logiciel de dessin (CorelDraw) dans le but de dessiner à l'aide de l'outil crayon le contour des sections de particules en 2D en éliminant les sections tronquées en bordure de l'image. En effet, le volume d'une section de particule tronquée ne reflète pas le volume réel de cette même particule tronquée ni par extension, sa forme : si les sections de particules tronquées étaient prises en compte dans l'analyse, la distribution granulométrique serait par conséquent biaisée (Russ, 2008). Le dessin doit se faire de manière très précise afin de fausser le moins possible la morphologie réelle de la section de particule en 2D. Enfin, seules les sections dont le contour est correctement discernable doivent être prises en compte afin de ne pas modifier la morphologie et la taille de celles-ci et par conséquent, la distribution granulométrique. Pour chaque image, le dessin des contours des sections s'est fait couche par couche en fonction de la nature du grain. Cinq catégories de particules ont ainsi été identifiées : les fragments indéterminés, les cristaux libres, les fragments lithiques d'origine sédimentaire et volcanique, les fragments de tachylite (verre volcanique basaltique) et les fragments de sidéromélane palagonitisés (verre volcanique basaltique pouvant s'altérer en palagonite dans un milieu aqueux) ou non (Figures 2.3, 2.4).

#### *Obtention des paramètres de taille*

Chacune des couches de contours (en fonction de la nature des particules) de chaque image de chaque grossissement a ensuite été importée dans un logiciel d'analyse d'images (ImageJ) afin d'obtenir certains paramètres de taille nécessaires pour la prochaine étape de calcul impliquant la stéréologie. Dans cette étude, le paramètre de taille retenu est le diamètre maximal de Féret<sup>4</sup> calculé directement par ImageJ.

---

<sup>4</sup> Les diamètres de Féret, diamètre minimal et maximal, sont les distances entre deux tangentes parallèles à des côtés de la particule (représentée en plan = 2D) : le diamètre maximal de Féret correspond à la plus grande distance.



**Figure 2.3. Dessin des fragments pour la lame mince PAVF-048D1. (a) Image numérisée. Contours (b) des fragments lithiques, (c) des cristaux libres (olivine), (d) des fragments de tachylite, (e) des fragments de sidéromélane palagonitisés et non palagonitisés et (f) des fragments indéterminés. Les sections de particules en deux dimensions tronquées en bordure d'image n'ont pas été pris en compte dans l'analyse.**

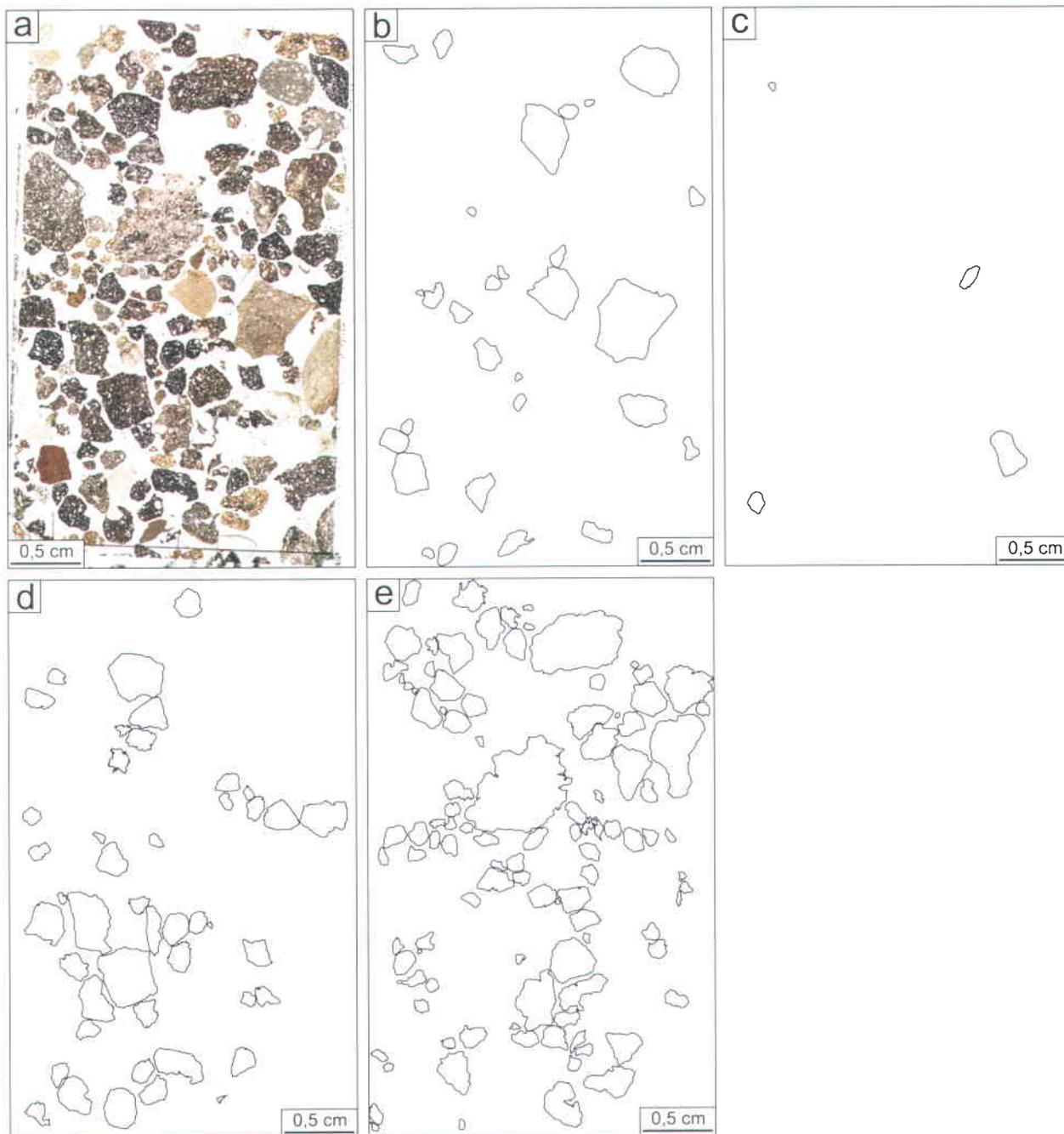


Figure 2.4. Dessin des fragments pour la lame mince PAVF-048D2. (a) Image numérisée. Contours (b) des fragments lithiques, (c) des cristaux libres, (d) des fragments de tachylite, et (e) des fragments de sidéromélane palagonitisés et non palagonitisés. Il n'y a pas de fragments indéterminés. Les sections de particules en deux dimensions tronquées en bordure d'image n'ont pas été pris en compte dans l'analyse.

## b) Stéréologie

Les tailles de sections de particules mesurées en 2D sont des tailles apparentes. Il est donc nécessaire d'appliquer la stéréologie afin d'obtenir une population de particules en 3D. La stéréologie est une technique statistique ayant pour but de déterminer le nombre de particules ayant une forme et une taille particulière, enfermées dans un volume donné, à partir des mesures en 2D faites dans un plan de coupe aléatoire à travers ce volume (Sahagian et Prousevitch, 1998).

La méthode développée ici est basée sur le travail de Sahagian et Prousevitch (1998) et de Shea et al. (2010). Elle repose sur un modèle simple pour lequel les particules de l'échantillon sont représentées par des sphères. Les étapes de calculs sont décrites ci-après.

### *Calcul de $N_A$*

Pour chacune des images de chaque grossissement (lame mince numérisées, photomicrographies), il s'agit dans un premier temps de calculer  $N_A$ , le nombre de sections de particules en 2D par unité de surface pour chaque intervalle de taille (Figure 2.1b). Les intervalles (classes granulométriques) suivent une loi géométrique et chaque intervalle est plus petit d'un incrément de  $10^{-0,1}$  (Sahagian et Prousevitch, 1998). Les intervalles sont normalisés à la plus grosse section mesurée dans la lame mince en fonction du paramètre de taille : la limite supérieure de l'intervalle de taille,  $d_2$ , s'obtient en multipliant la taille de la plus grosse section de particules en 2D mesurée, tous grossissements confondus, à la limite supérieure donnée par la loi géométrique de Sahagian et Prousevitch (1998). La limite inférieure d'une classe,  $d_1$ , correspond à la limite supérieure de la classe suivante. Connaissant le nombre de particules par intervalle, obtenu en utilisant la fonction FRÉQUENCE dans le logiciel Microsoft Excel,  $N_A$  peut être aisément calculé en divisant le nombre de sections de particules en 2D appartenant à un intervalle par la surface totale de la photographie.

Une fois les  $N_A$  obtenus pour chacune des images de chaque grossissement, il est alors possible de combiner les différentes échelles : Shea et al. (2010) proposent différentes stratégies. Cette combinaison d'échelle se fait à partir des valeurs de  $N_A$ . Pour obtenir une courbe de distribution lisse, soit avoir une distribution reflétant de la manière la plus précise la distribution réelle, il faut qu'entre chaque changement d'échelle les valeurs de  $N_A$  ne soient pas trop différentes. Cela donne une suite de valeurs de  $N_A$  combinant toutes les échelles (Figures 2.1b, 2.1c, 2.1d) correspondant à la distribution granulométrique apparente (2D) de l'échantillon.

### Calcul de $N_v$

La prochaine étape consiste à convertir ces données apparentes en données réelles, c'est-à-dire en 3D. Il s'agit de calculer  $N_v$ , qui, cette fois-ci, est le nombre de particules par unité de volume, pour chacun des intervalles. Ce paramètre dépend de (i)  $N_A$ , (ii)  $\alpha$ , le coefficient de conversion et (iii)  $P$ , la probabilité d'intersection.

$$N_{vi} = \frac{1}{\bar{H}'_i} \left( \alpha_1 N_{Ai} - \sum_{j=1}^{i-1} \alpha_{j+1} N_{A(i-j)} \right)$$

$$\text{Avec : } \alpha_i = \frac{1}{P_1} \left( \alpha_1 P_i - \sum_{j=1}^{i-2} \alpha_{j+1} P_{i-j} \right)^5$$

$$\text{Et : } P(d_1 < d < d_2) = \frac{1}{D} \left( \sqrt{D^2 - d_1^2} - \sqrt{D^2 - d_2^2} \right)$$

$\bar{H}'$  correspond à la moyenne entre la limite supérieure,  $d_2$ , et inférieure,  $d_1$ , d'une classe divisée par deux.  $D$  est le diamètre de la plus grosse particule analysée dans l'échantillon. Sahagian et Proussevitch (1998) présentent des tableaux de valeurs pour le coefficient de conversion ( $\alpha$ ) et la probabilité d'intersection ( $P$ ), ce qui facilite les calculs.

### Calcul du Volume

La conversion en 3D s'achève avec le calcul du volume pour chaque intervalle, à partir de  $N_v$  et connaissant le volume d'une sphère représentative.

$$V = N_{vi} \left( \frac{4}{3} \pi \bar{H}'_i^3 \right).$$

---

<sup>5</sup> Avec  $\alpha_1 = 1/P_1$  (Sahagian et Proussevitch, 1998).

## 2.3 Résultats

### 2.3.1 Analyse granulométrique par tamisage

La distribution granulométrique obtenue par le tamisage de l'échantillon test est représentée à la figure 2.5 (courbe en tirets bleus). L'échantillon est peu grossier ( $<16$  mm) et couvre une gamme de taille relativement restreinte ( $-4 \phi$  à  $>4,5 \phi$  soit entre 16 mm et  $< 0,063$  mm). La pente de la courbe est relativement pentue indiquant un bon tri.

### 2.3.2 Analyse granulométrique par traitement d'images et stéréologie

À première vue, comme le montrent les images numérisées des lames minces PAVF-048D1 et PAVF-048D2, la distribution granulométrique semble différente d'une lame mince à une autre (Figures 2.3, 2.4). Il se peut que cette différence vienne de la fabrication même de la roche artificielle où le matériel a pu subir un granoclassement vertical ou latéral, malgré une attention particulière pour contrer ce problème. C'est pourquoi toutes les mesures du traitement d'images ont été réalisées séparément sur chacune de ces deux lames minces et leurs photomicrographies associées, mais aussi en les combinant afin d'obtenir la meilleure distribution granulométrique possible.

Différentes combinaisons d'échelles ont été testées pour trouver la meilleure méthode possible. La figure 2.5 illustre les différentes combinaisons réalisées sur la lame mince PAVF-048D1, la lame mince PAVF-048D2 et sur les deux combinées (Figures 2.5a, 2.5b, 2.5c, respectivement). Pour chacun de ces cas, les tests ont été faits sur (i) la lame mince numérisée, (ii) la lame mince numérisée et le grossissement 25x, (iii) la lame mince numérisée et le grossissement 50x et enfin (iv) la lame mince numérisée et les grossissements 25x et 50x.

Comme le suggérait l'observation des images numérisées des lames minces PAVF-048D1 et PAVF-048D2, la distribution granulométrique diffère d'une lame mince à l'autre (Figures 2.5a, 2.5b). La lame mince PAVF-048D1 est moins grossière que la lame mince PAVF-048D2 : à 50% de volume cumulatif, la taille des particules pour PAVF-048D1 est de  $\frac{1}{2} \phi$  plus petit que celle de PAVF-048D2 (Figures 2.5a et 2.5b respectivement). La gamme de taille pour la lame mince PAVF-048D1 varie de  $-2 \phi$  à  $>4,5 \phi$  (soit entre 4 mm et  $<0,063$  mm) tandis que pour la lame mince PAVF-048D2, elle varie de  $-3 \phi$  à  $>4,5 \phi$  (soit entre 8 mm et  $<0,063$  mm) (Figures 2.5a et 2.5b respectivement).

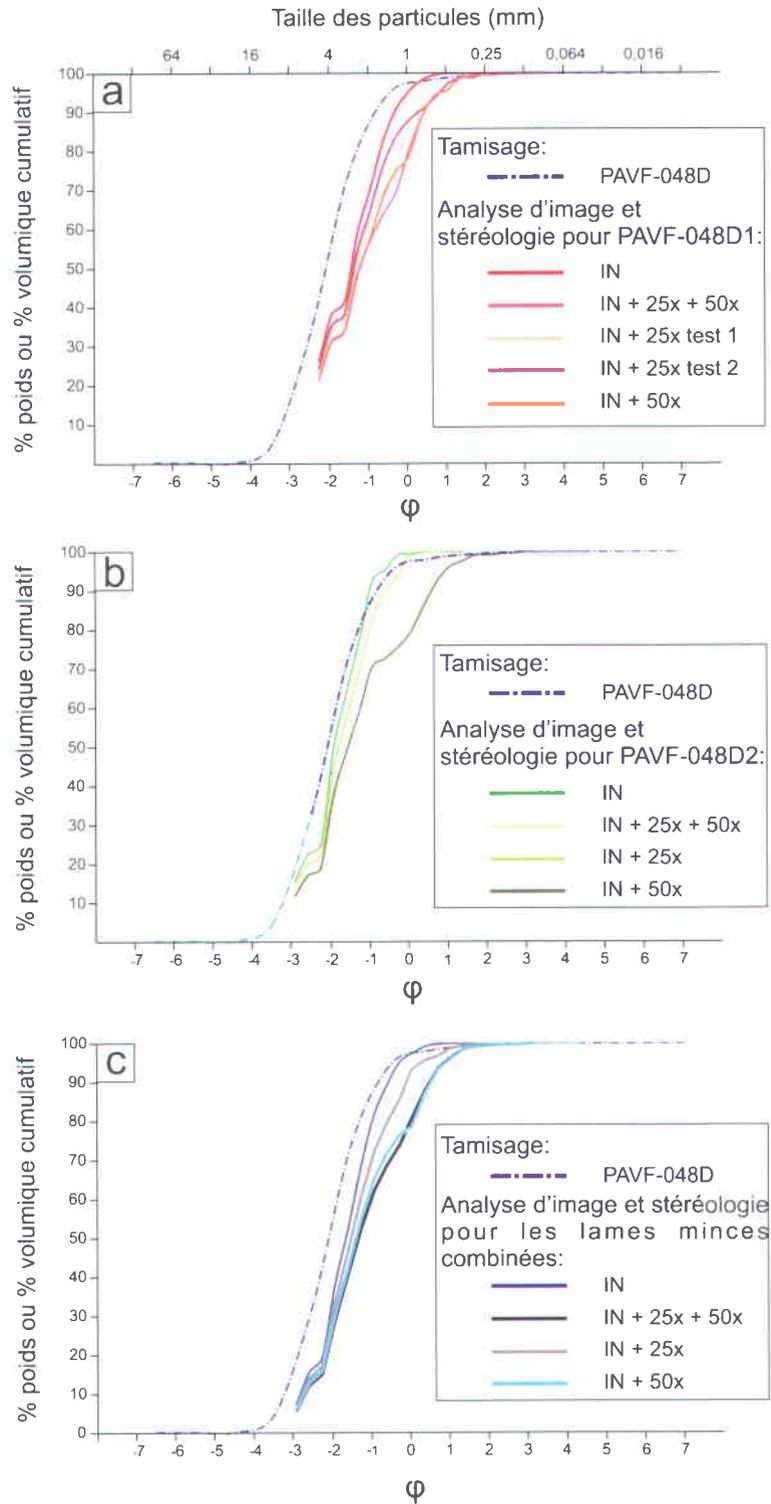


Figure 2.5. Courbes de distribution granulométrique obtenues par tamisage et traitement d'images et stéréologie pour l'échantillon PAVF-048D. (a) Échantillon PAVF-048D1, (b) Échantillon PAVF-048D2 et (c) combinaison de ces deux derniers. IN = Image numérisée.

Lorsqu'une image numérisée de lame mince est combinée au grossissement 25x, il y a un décalage vers les plus fines particules pour une proportion cumulative de volume donnée par rapport à la distribution granulométrique de la lame mince. Ce décalage est principalement visible vers les particules les moins grossières : à 50% de volume cumulatif, le décalage est très peu significatif alors qu'à 90% de volume cumulatif, ce décalage est de l'ordre de  $\frac{1}{2} \phi$  pour chacune des lames minces (Figures 2.5a, 2.5b). Ce décalage s'intensifie lors de l'ajout du grossissement 50x à l'image numérisée de la lame mince (Figures 2.5a, 2.5b). Toutefois, ce décalage n'est pas constant, ou progressif mais plutôt irrégulier.

Concernant l'échantillon PAVF-048D1, deux courbes granulométriques ont été obtenues pour une combinaison d'échelles entre la lame mince et le grossissement 25x et dépendamment de la façon dont ont été coupés les  $N_A$  lors de la combinaison des échelles, les deux courbes obtenues montrent une distribution différente notamment aux alentours des particules comprises entre -1 et 0 Phi (Figure 2.5a). Cela montre l'importance de combiner judicieusement les échelles pour avoir le meilleur résultat possible. La combinaison d'échelle reste cependant un procédé relativement intuitif. Toutefois, la coupure entre deux grossissements différents doit prendre en compte que tel ou tel grossissement est plus représentatif de telle ou telle taille de particules. Ainsi au niveau de l'image numérisée de la lame mince, qui sert principalement à dessiner les plus grosses particules, il est plus judicieux et sensé de s'abstenir de garder des valeurs de  $N_A$  pour des petites tailles qui seront analysées de façon plus juste sur le grossissement 25x par exemple.

Devant la différence au niveau des distributions granulométriques entre les deux lames minces, il a été choisi de combiner ces deux lames minces et leurs photomicrographies respectives (Figure 2.5c). Le résultat est par conséquent un mixte des deux distributions granulométriques avec le même comportement à l'ajout des grossissements 25x et/ou 50x.

### **2.3.3 Comparaison entre les analyses granulométriques par tamisage et par traitement d'images et stéréologie**

De manière générale, les courbes de distribution granulométrique obtenues dans chacun des cas par traitement d'images et stéréologie sont, pour une même proportion cumulative de poids ou de volume, décalées vers les particules plus fines par rapport à la courbe granulométrique obtenue par le tamisage de l'échantillon.

Ce décalage est de plus en plus accentué à l'ajout successif des grossissements 25x puis 50x aux images numérisées des lames minces (Figures 2.5a, 2.5b, 2.5c). Le décalage est significatif principalement au niveau de la distribution granulométrique de la lame mince PAVF-048D1 qui est moins grossière que PAVF-048D2 (Figures 2.5a, 2.5b). Toutefois, au niveau des plus grosses et des plus fines particules l'écart entre les distributions granulométriques se resserre aussi bien pour la lame mince PAVF-048D1 que la lame mince PAVF-048D2 jusqu'à se croiser vers les plus fines particules (Figures 2.5a, 2.5b).

## 2.4 Discussion

La correspondance imparfaite entre les deux méthodes peut s'expliquer par plusieurs facteurs. D'abord, il est possible que le tamisage de courte durée avec brassage manuel, nécessaire pour les dépôts pyroclastiques, cause un biais vers les plus gros tamis. Le nombre de particules analysées est aussi un facteur important à prendre en considération car moins il y a de particules, moins les analyses seront fiables étant donné qu'elles ne refléteront pas correctement la « vraie » distribution granulométrique. D'autre part, pour le traitement d'images et stéréologie, la forme assumée des particules peut avoir un impact sur le résultat. En effet, la méthode a été développée pour la forme sphérique<sup>6</sup>. Or, les dépôts pyroclastiques sont composés de particules de formes variables. Dans l'échantillon test, les cristaux libres de nature différente, côtoient des fragments sédimentaires allongés ou ovoïdes aux contours arrondis, des fragments lithiques de basalte arrondis et/ou aux bords cassés, ainsi que des fragments juvéniles aux contours très irréguliers.

Dans cette partie, il sera discuté de l'effet du nombre de grains et du nombre de grossissements ainsi que du paramètre de densité sur l'analyse granulométrique.

---

<sup>6</sup> Les codes numériques de Sahagian et Proussevitch (1998) pour utiliser des formes géométriques complexes ne sont pas disponibles auprès des auteurs et n'ont donc pas pu être testés. Qui plus est, l'emploi des logiciels tel que CSDcorrections ou autre est à proscrire car ils sont destinés à l'analyse de taille des cristaux et certains paramètres comme la fabrique de l'échantillon sont requis. Hors, ces paramètres n'existent pas dans un dépôt pyroclastique.

### 2.4.1 Nombre de grains

Les distributions granulométriques des lames minces PAVF-048D1 et PAVF-048D2, respectivement, ne sont pas identiques entre elles. Elles révèlent une différence de granulométrie alors que les lames minces proviennent du même échantillon. Il se trouve que la lame mince PAVF-048D1 contient 443 grains analysés contre 185 pour la lame mince PAVF-048D2. Malgré une plus forte ressemblance entre la distribution granulométrique obtenue par tamisage et celle obtenue par traitement d'images et stéréologie pour la lame mince PAVF-048D2, la distribution granulométrique n'est pas représentative de l'échantillon : le manque de particules entraîne ici une surestimation des particules grossières et une sous-estimation des particules fines. La lame mince PAVF-048D1, moins grossière, contient un nombre statistiquement satisfaisant de grains mais il est important de noter que la fraction grossière semble manquer puisque les grains grossiers, pourtant analysés dans la lame mince PAVF-048D2, ne sont pas présents. La combinaison de ces deux lames minces est donc le choix le plus judicieux à faire afin d'obtenir une distribution granulométrique comparable à celle obtenue par le tamisage et représentative de l'échantillon.

Dans le cas de cet échantillon test, une grande partie des particules a pu être raisonnablement identifiée et dessinée sur les deux images numérisées des lames minces. Le nombre de particules dessinées au grossissement 25x pour les échantillons PAVF-048D1 et PAVF-048D2 combinés est presque six fois moins grand que le nombre de particules dessinées sur les images numérisées combinées, et il en est de même pour le grossissement 50x. Le nombre de grains par grossissement n'est pas statistiquement suffisant : cela entraîne donc un biais sur les résultats. Qui plus est, le nombre de particules n'est pas constant d'un grossissement à un autre, contrairement à ce qui est recommandé par Shea et al. (2010). Il est ainsi préférable pour cet échantillon test de travailler uniquement avec les deux images numérisées combinées (Figure 2.6).

Le nombre de grains est un paramètre très important pour l'analyse granulométrique par traitement d'image et stéréologie, tout comme l'est la quantité de matériel nécessaire au bon fonctionnement du tamisage, pour obtenir une distribution granulométrique représentative de l'échantillon et comparable avec la méthode de tamisage.

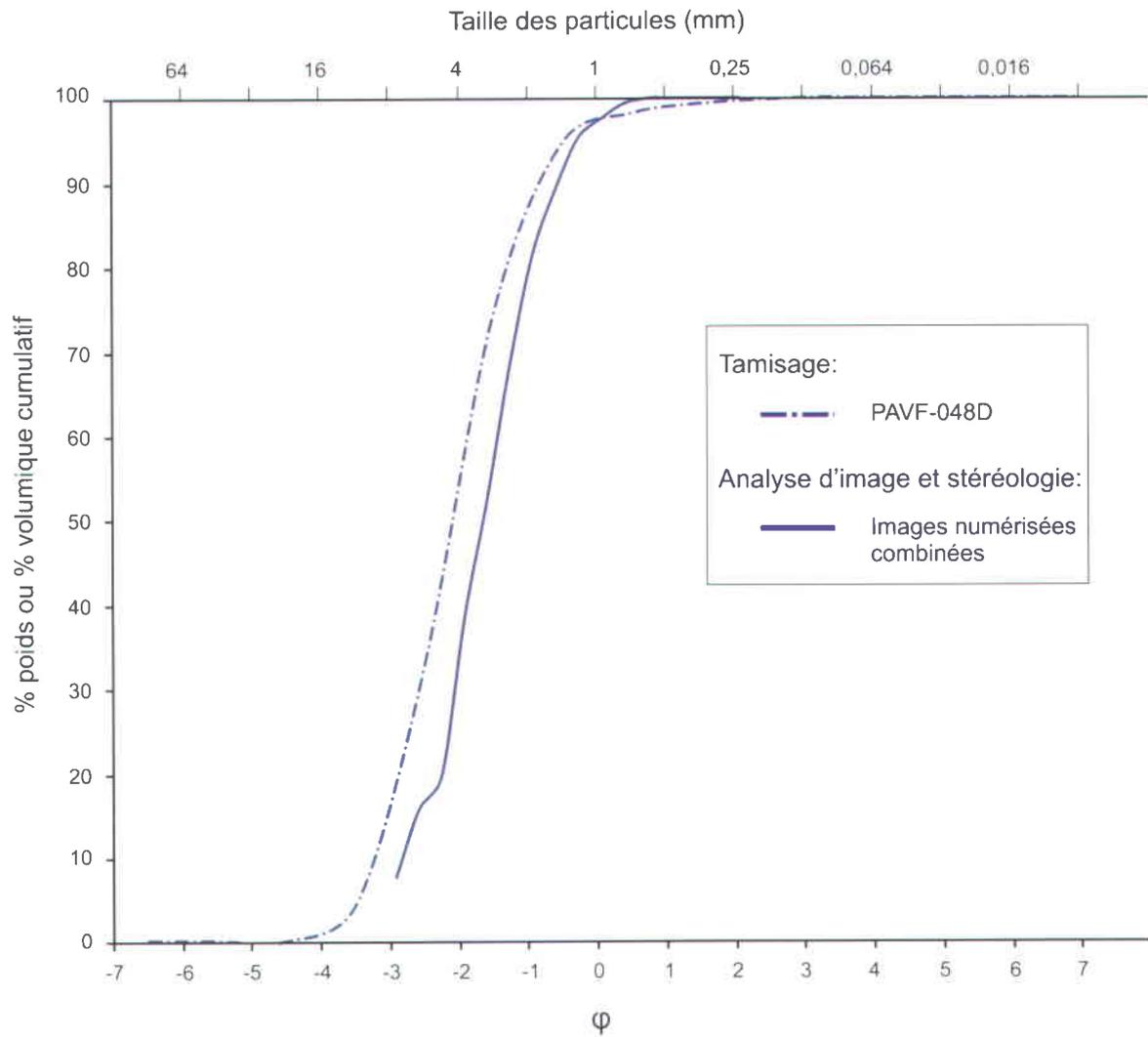


Figure 2.6. Résultats granulométriques pour l'échantillon PAVF-048D.

## 2.4.2 Nombre de grossissements

En ce qui concerne l'échantillon test, l'utilisation des images numérisées est suffisante car la fraction fine n'est pas dominante<sup>7</sup> comme le montre la très faible quantité de grains analysés sur les photomicrographies. De plus, la gamme de taille est relativement restreinte.

En revanche, pour des échantillons très peu grossiers, l'information se retrouvera principalement sur les photomicrographies. Qui plus est, plus la gamme de taille est peu restreinte et plus un nombre important de grossissement sera nécessaire, ce qui montre l'intérêt des combinaisons d'échelles.

Le nombre de grossissements est un paramètre important pour avoir une distribution granulométrique fiable et il va principalement dépendre de la granulométrie et de la gamme granulométrique de l'échantillon qui sont préalablement estimées visuellement.

## 2.4.3 Densité

La distribution granulométrique obtenue par le tamisage d'un échantillon meuble est calculée en poids cumulatif. Cependant, celle obtenue par traitement d'images et stéréologie est calculée en volume cumulatif. Contrairement aux dépôts sédimentaires généralement homogènes en termes de composantes et donc de densité, les dépôts pyroclastiques sont hétérogènes. Ils se composent de fragments juvéniles peu/pas à fortement vésiculaires, pouvant être vitreux ou cristallisés et fortement altérés comme les verres volcaniques basaltiques de sidéromélane qui s'altèrent très facilement en palagonite dans un milieu aqueux. Par conséquent, obtenir la densité réelle du matériel juvénile est une tâche complexe. Qui plus est, le matériel pyroclastique est aussi composé de cristaux libres de densité très variable<sup>8</sup>, et de fragments sédimentaires. Lors de cette étude, le paramètre densité a été testé en prenant une densité moyenne et réaliste de 1,5 g/cm<sup>3</sup> pour les fragments vésiculaires et une densité de 2,5 g/cm<sup>3</sup> pour les fragments denses. Les données ont montré que la courbe de distribution granulométrique prenant en compte ces densités, avait une allure très similaire à celle obtenue en volume cumulatif par traitement d'images et stéréologie.

---

<sup>7</sup> Il est important de noter que l'échantillon test était à la base meuble et a été consolidé artificiellement. Durant ce processus, les particules fines ont pu subir un granoclassement et se retrouver concentrées dans une partie du bloc et par conséquent ne pas être échantillonnées dans les lames minces.

<sup>8</sup> La densité de l'olivine varie de 3,2 à 3,6 g/cm<sup>3</sup> tandis que la densité des feldspaths varie de 2,63 à 2,76 g/cm<sup>3</sup>.

Cela laisse à penser que la densité n'est pas un paramètre dominant : toutefois, les densités utilisées ont été simplifiées et ne reflètent peut-être pas les densités réelles. Il est très important pour le développement futur de cette méthode de quantifier l'effet du paramètre densité sur la distribution granulométrique (cf. Chapitre 5).

## 2.5 Conclusion du chapitre

La taille des grains est un paramètre fondamental pour identifier les mécanismes de formation, de transport et de déposition des dépôts pyroclastiques. Or, seuls les dépôts pyroclastiques non-consolidés, soit tamisables, font l'objet d'une étude granulométrique alors que les dépôts pyroclastiques consolidés peuvent représenter la majorité du matériel produit pendant une éruption phréatomagmatique par exemple. Cela induit une analyse granulométrique incomplète, une perte significative d'informations et par conséquent une connaissance restreinte des processus éruptifs.

C'est pourquoi une méthode granulométrique, directement comparable aux distributions granulométriques obtenues par le tamisage d'échantillons meubles, basée sur le traitement d'images et la stéréologie a été mis au point pour les dépôts pyroclastiques consolidés. Un échantillon prélevé dans un dépôt pyroclastique dans le champ volcanique de Pali Aike, a été testé. Une fois tamisé, le matériel a été re-mélangé pour en faire une roche artificielle afin d'appliquer la méthode d'analyse granulométrique par traitement d'images et stéréologie. Plusieurs images ont été acquises et à plusieurs grossissements pour tester le nombre de grains et le nombre de grossissements sur la distribution granulométrique obtenue. La meilleure stratégie a été de combiner les deux images numérisées des deux lames minces fabriquées dans la roche artificielle sans y incorporer les images des grossissements 25x et 50x. Le résultat obtenu est prometteur puisque les distributions granulométriques obtenues par tamisage d'une part, et par traitement d'images et stéréologie d'autre part, sont relativement semblables, ce qui était le résultat attendu du test. En effet, les courbes présentent une allure très similaire malgré ce décalage vers les plus fines particules, d'environ un demi phi, qui est relativement constant des plus grosses particules au plus petites.

Au vu des résultats prometteurs, la méthode présentée ici a été utilisée pour obtenir les distributions granulométriques des échantillons consolidés prélevés dans le champ volcanique Pali Aike<sup>9</sup>. Ces distributions granulométriques ont ainsi pu être comparées aux distributions granulométriques obtenues par tamisage des échantillons meubles prélevés dans ce même champ volcanique. Les résultats seront décrits et interprétés dans le chapitre 3. Le protocole suivi dans la section 2.2.2 a été appliqué à tous les échantillons consolidés, prélevés dans le champ volcanique Pali Aike. La plupart de ces échantillons provenaient de dépôts de tufs et tufs à lapillis fins pour lesquelles une faible surface est représentative. Le nombre d'images choisies lors de la mise au point de la méthode avec l'échantillon test est par conséquent adéquat. En revanche, le nombre de grossissements a varié d'un échantillon à un autre dépendamment de la granulométrie et de la gamme de taille de chacun des échantillons, estimée visuellement.

En ce qui concerne les échantillons non-consolidés prélevés dans le champ volcanique Missouri River Breaks (États-Unis; Chapitre 4), cette méthode n'a pas pu être utilisée principalement en raison du degré avancé d'altération des échantillons. En effet, les lames minces fabriquées à partir des échantillons ne sont pas d'assez bonne qualité. La majorité de ces lames minces sont épaisses empêchant ainsi la lumière de passer à travers elles. De plus, la mise au point était imparfaite. Seule une observation en bordure de ces lames minces, là où l'épaisseur est moindre, est acceptable. Toutefois, cela réduit l'information disponible et ne représente pas de façon satisfaisante l'échantillon. Qui plus est, l'altération très prononcée des roches rend difficile l'identification des fragments par rapport à la matrice qui sont dans les mêmes teintes (Figure 2.2c).

---

<sup>9</sup> Les données brutes de l'analyse granulométrique sont disponibles à l'annexe A, ainsi que les photos utilisées pour l'analyse granulométrique par traitement d'images et stéréologie.

## CHAPITRE 3 :

# LE CHAMP VOLCANIQUE PALI AIKE, ARGENTINE

### 3.1 Introduction du chapitre

Ce chapitre porte sur l'étude de plusieurs édifices volcaniques appartenant au champ volcanique Pali Aike, situé au sud de la Patagonie, en Argentine et au Chili (Amérique du Sud, Figure 3.1). Cette étude a été possible grâce à PASADO (« *Potrok Aike Maar Lake Sediment Archives Drilling Project* »), un projet international multidisciplinaire développé dans le cadre de l'« *International Continental Drilling Program* ». Le but principal de PASADO était le forage des sédiments lacustres déposés au fond du cratère volcanique Potrok Aike (centre à 70°22'44"W, 51°58'03"S), occupé par un lac, situé dans la partie sud-ouest du champ volcanique Pali Aike (Figure 3.2), afin de reconstituer le climat dans l'hémisphère Sud sur plusieurs centaines de milliers d'années. Dans le cadre de PASADO, il était aussi prévu de forer le matériel volcanique formant le diatrème sous le cratère. Cependant, en raison de problèmes divers, le forage ne s'est pas réalisé jusqu'à de telles profondeurs (Zolitschka et al., 2009).

La présence de l'auteure et de P-S Ross au camp PASADO de mi-octobre à mi-novembre 2008 a toutefois permis d'investiguer en surface le maar Potrok Aike ainsi que différents édifices volcaniques situés dans son voisinage immédiat, dont un cône de scorie nommé informellement « le Chapeau Mexicain » (sommet à 70°20'04"W, 51°59'14"S), un complexe de deux maars imbriqués (centre à 70°09'18"W, 51°59'42"S), une rangée de maars d'axe E-W (centre à 70°17'31"W, 51°59'58"S) et une série d'anneaux de « *spatter* » (centre à 70°13'34"W, 51°47'05"S) (Figure 3.3). Le complexe des deux maars imbriqués a fait l'objet d'une publication suite à nos travaux (Ross et al., 2011); les autres volcans n'ont jamais été décrits en détail. À environ 70 km à l'est de la Laguna Potrok Aike, dans la partie SE du champ volcanique Pali Aike, une visite a aussi été effectuée au maar Tito (centre à 69°23'59"W, 51°51'26"S; Figure 3.2), puisqu'un bel affleurement de dépôts phréatomagmatiques y est décrit par Haller et Németh (2006).

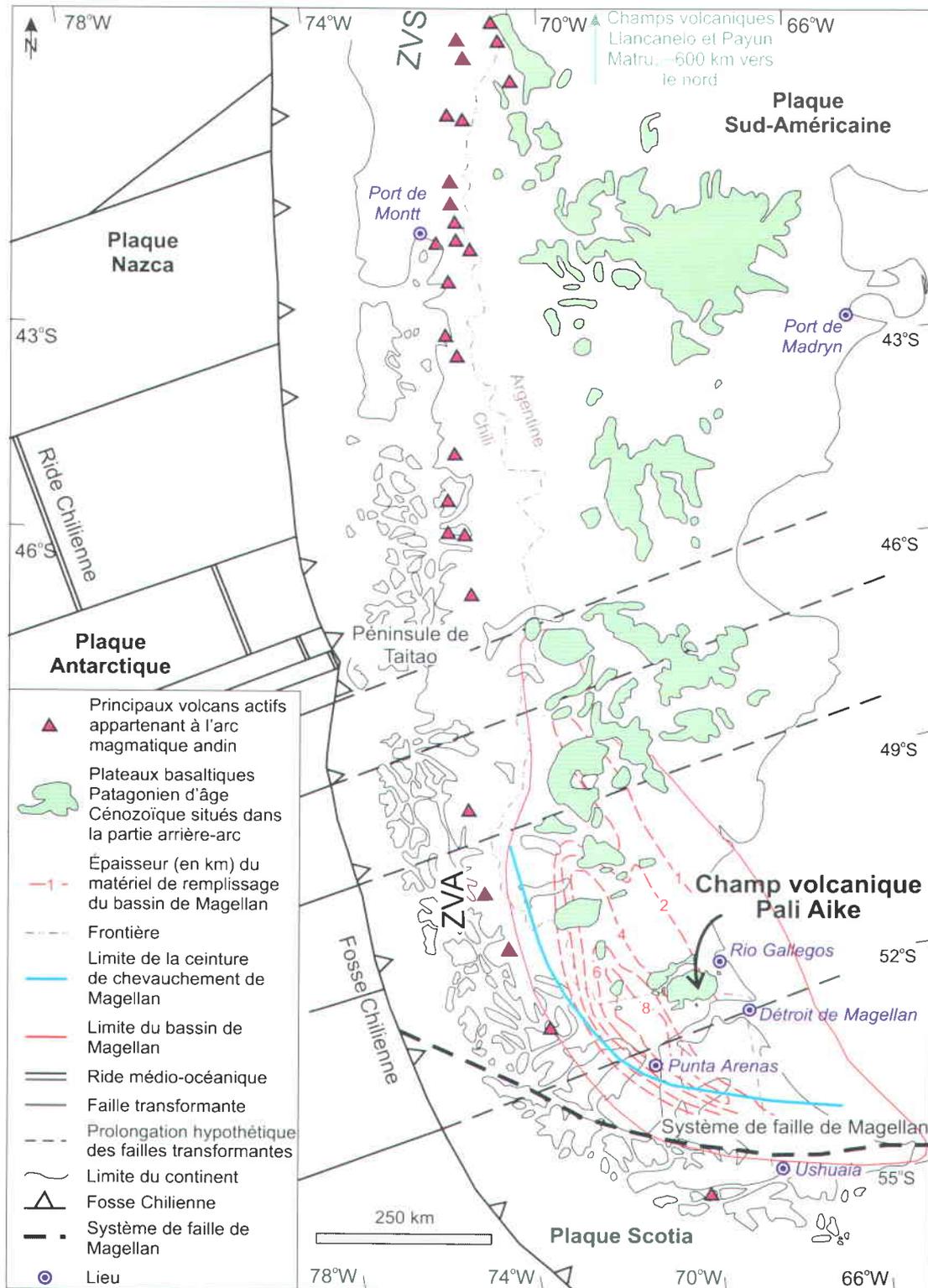


Figure 3.1. Carte schématique de la géotectonique dans la partie sud de l'Amérique du Sud et de l'Océan Pacifique adjacent montrant la localisation du champ volcanique Pali Aike et sa position par rapport au bassin de Magellan. Modifié de Ross et al. (2011) avec les données d'épaisseur du remplissage du bassin de Magellan, en km, pris de Ramos (1989). ZVA = zone volcanique australe; ZVS = zone volcanique sud. Les limites du bassin de Magellan sont d'après Schenk et al. (2000).

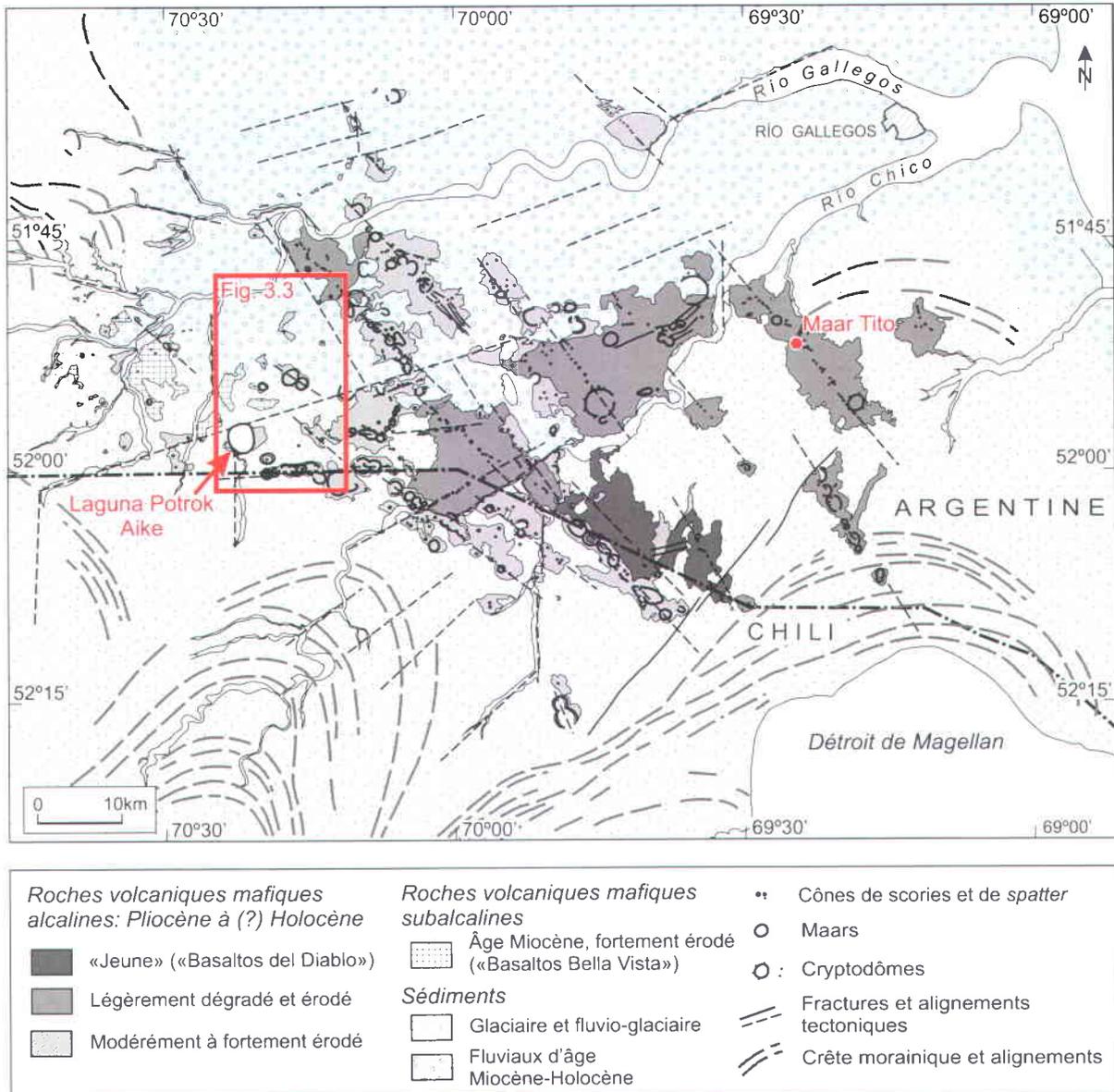


Figure 3.2. Carte géologique du champ volcanique Pali Aike et de ses environs. Traduit de Ross et al. (2011), modifié de Corbella (2002). La localisation du maar Tito est indiquée sur cette carte ainsi que la localisation de la figure 3.3.



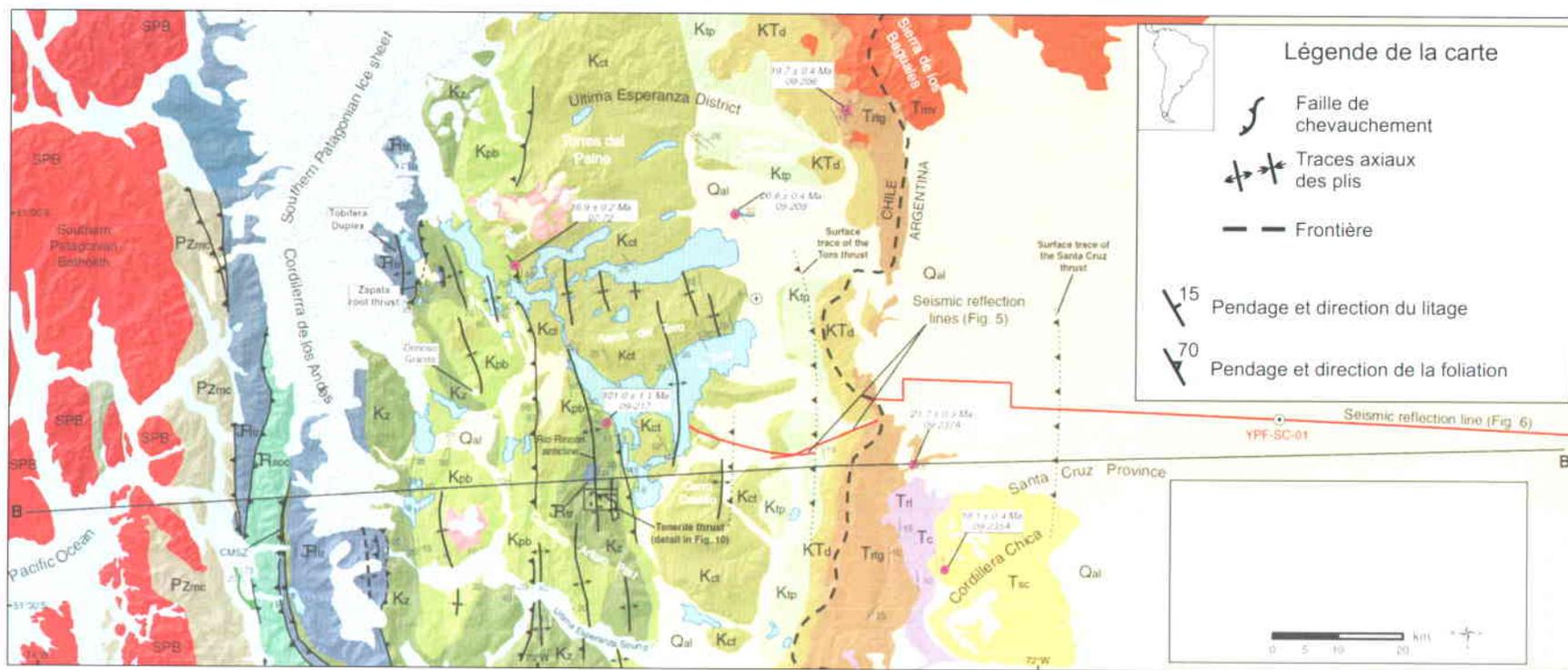
**Figure 3.3. Carte régionale de la localisation des sites étudiés (Imagerie ©2013 TerraMetrics, Données cartographiques ©2013 Inav/Geosistemas SRL, Mapcity, Google).**

Comme il l'a été annoncé dans l'introduction de cette thèse, le but principal de cette étude est de mieux contraindre les processus éruptifs menant à la formation des systèmes volcaniques de type maar-diatrème. L'étude du champ volcanique Pali Aike, a ainsi permis de documenter en détail les dépôts phréatomagmatiques (composition, granulométrie, texture des fragments, etc.) constituant les anneaux pyroclastiques dont se composent les maars, la partie superficielle de ces volcans. L'étude de tels dépôts est nécessaire puisqu'elle permet d'obtenir des informations quant à la nature et l'intensité de l'éruption. Qui plus est, le rôle du substrat sur la morphologie de ces systèmes volcaniques a été examiné. En effet, plusieurs études (Lorenz, 2003; Németh et Martin, 2007; Németh et al., 2010; Ross et al., 2011) laissent penser que le substrat joue un rôle significatif. Grâce à cette étude ainsi qu'au volet dans le Montana (Chapitre 4) il a été possible d'apporter des informations complémentaires pour mieux contraindre cette hypothèse. Enfin, pour l'ensemble des champs volcaniques de Patagonie, très peu d'études portent sur la volcanologie physique (Haller et Németh, 2006; Németh et al., 2007; Risso et al., 2008) tandis que les études pétrologiques et géochimiques, afin de contraindre la mise en place de ces champs volcaniques d'un point de vue géodynamique, sont nombreuses (p. ex. Skewes et Stern, 1979; Selverstone, 1982; Stern et al., 1990; Gorrington et al., 1997, 2003; Gorrington et Kay, 2001; D'Orazio et al., 2000, 2001). Cette étude apporte donc de nouvelles informations concernant la formation et l'évolution du champ volcanique Pali Aike.

Ce chapitre débutera tout d'abord par une description du contexte géographique et géodynamique du sud de l'Amérique du Sud, où se situe le secteur d'étude. Par la suite, le champ volcanique Pali Aike sera introduit (contexte tectonique plus local, géochimie et pétrologie et enfin nature du substrat). Puis, pour chaque volcan étudié, les observations de terrain (incluant plusieurs sections stratigraphiques), les mesures de laboratoire (granulométrie, pétrographie), et l'interprétation des données seront exposées.

## **3.2 Contexte géographique**

D'ouest en est, le sud de l'Amérique du Sud peut se diviser en quatre principales unités structurales et géologiques (Winslow, 1982; Fosdick et al., 2011) (Figures 3.1; 3.4). À l'extrémité ouest, se trouve la fosse Chilienne qui est caractérisée par un prisme d'accrétion d'avant-arc au-dessus de la plaque océanique Antarctique en subduction sous la plaque Sud-américaine.



### Unités lithologiques :

Bassin de Magellan

Bassin de Rocas Verdes

Crétacé  
Jurassique

KTd	Formation de Dorotea
Ktp	Formation de Tres Pasos
Kct	Formation de Cerro Toro
Kpb	Formation de Punta Barrosa
Kz	Formation Zapata
Rtr	Formation de Tobifera
Rsoc	Complexe ophiolitique de Sarmiento
Pzmc	Complexes métamorphiques Paléozoïque

Batholite Patagonien du sud

Bassin de Magellan

Tertiaire

Calotte glaciaire Patagonienne	
Qal	Dépôts Quaternaire
Tmv	Matériel volcanoclastique Miocène-Pliocène
Tsc	Formation de Santa Cruz
Tos	Remplissage du bassin Oligocène-Miocène
Tc	Formation de Centinela
Trl	Formation de Rio Leona
Trtg	Formation de Rio Turbio-Guillermo

Figure 3.4. Carte géologique de la ceinture de chevauchement-plissement Patagonienne et du bassin de Magellan d'avant-pays entre 50°S et 52°S au sud de l'Amérique du Sud. Modifié de Fosdick et al. (2011).

Adjacent à la fosse, affleure le Batholite sud Patagonien qui consiste en des plutons d'âge Jurassique à Néogène mis en place dans le socle métamorphisé Paléozoïque (Hervé et al., 2003, 2007) et la ceinture de chevauchement andine. Plus à l'est se situe la ceinture de chevauchement-plissement Patagonienne qui se compose de vestiges appartenant au bassin marginal Rocas-verdes d'âge Jurassique tardif (Fildani et Hessler, 2005). Enfin, dans le secteur extra-Andin, se trouve le bassin de Magellan rempli de sédiments d'âge Crétacé-Néogène (Biddle et al., 1986; Fildani et al., 2008). À la terminaison sud de l'Amérique du Sud, se situe une faille décrochante sénestre, le système de faille de Magellan<sup>1</sup>, qui s'étend du secteur ouest de la ride de Scotia à la fosse Chilienne (50°S) et qui traverse la Terre de Feu (Rossello, 2005; Tassone et al., 2005; Costa et al., 2006; Menichetti et al., 2008; Fosdick et al., 2011) (Figure 3.1). Ce système représente la limite transformante entre les plaques Sud-américaine, au nord, et Scotia, au sud. L'origine de la formation de ce système est incertain et pourrait correspondre soit à une réponse aux changements dans le mouvement relatif entre les plaques Sud-américaine et Antarctique en réponse à l'ouverture du passage de Drake qui est maintenant pratiquement parallèle aux bordures nord et sud de la plaque Scotia, soit à la naissance même de la plaque Scotia (Rossello, 2005; Tassone et al., 2005; Costa et al., 2006). Tassone et al. (2005) proposent que les principales structures transformantes puissent être reliées au mouvement associé à la séparation entre l'Antarctique et l'Amérique du Sud au Crétacé supérieur – Tertiaire par le canal de Beagle, un système de faille sénestre, et a pu évoluer plus tard, en lien avec l'évolution Tertiaire de la mer de Scotia.

### 3.3 Contexte tectonique et géodynamique

À l'est de la Cordillère des Andes, entre environ 34°S et 52°S de latitude, des provinces volcaniques de type plateau de lave occupent collectivement une surface de 200 000 km<sup>2</sup> (Skewes et Stern, 1979; Kay et al., 2004) (Figure 3.5). Le champ volcanique Pali Aike, d'âge Plio-Pléistocène (Corbella, 2002), affleure dans la partie la plus méridionale de la Patagonie aux environs de 52°S de latitude, dans la province de Santa Cruz : il se situe immédiatement au nord du détroit de Magellan, à 80 km à l'ouest de la ville de Rio Gallegos et à 300 km à l'est des Andes Patagoniennes (Figure 3.1).

---

<sup>1</sup> Appelé aussi faille de Magellan-Fagano (Rossello, 2005; Tassone et al., 2005; Costa et al., 2006; Menichetti et al., 2008).

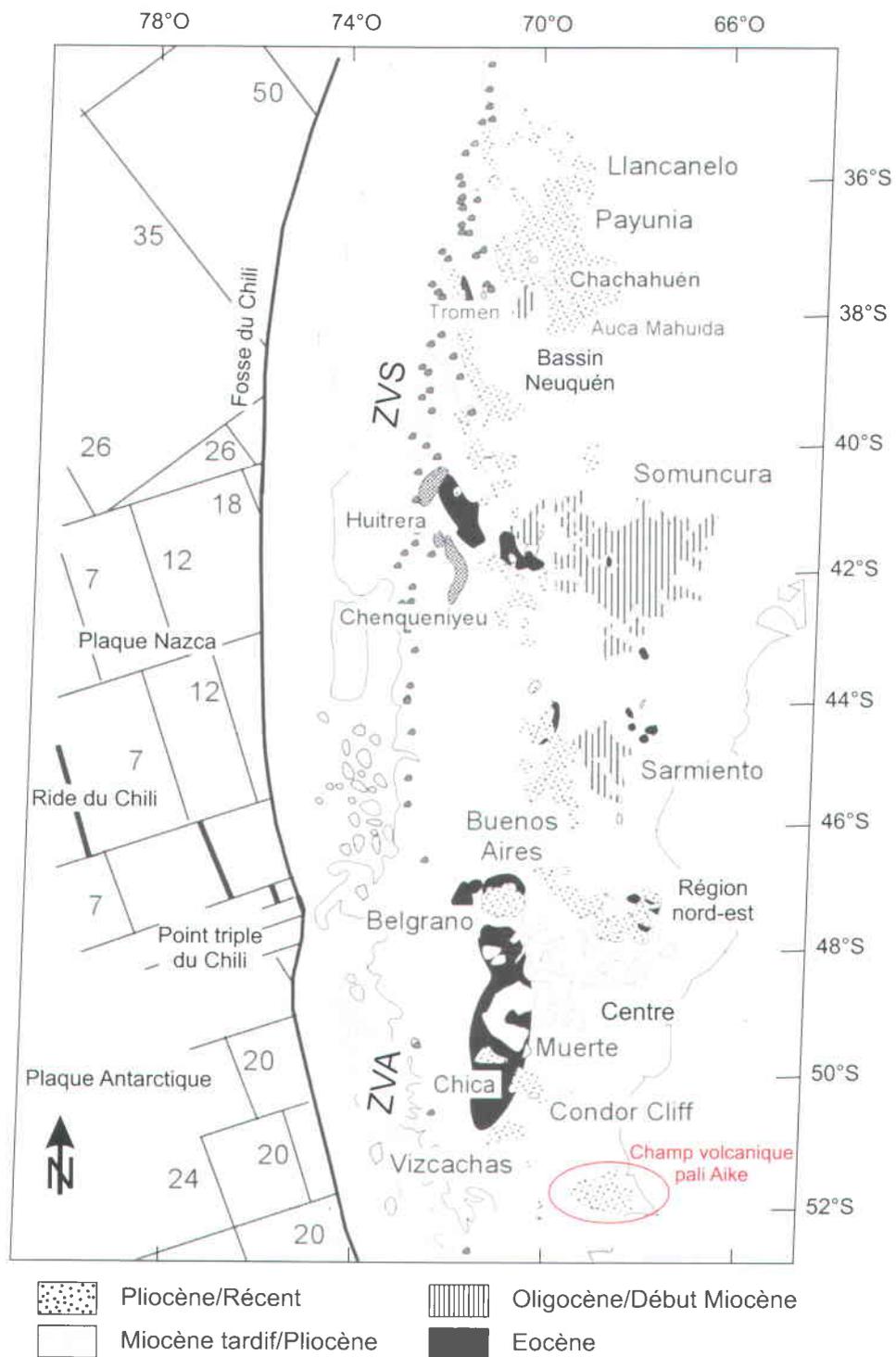


Figure 3.5. Carte de localisation des provinces volcaniques de Patagonie. Sur cette carte sont identifiés: les provinces volcaniques de Patagonie en fonction de leur âge (voir légende), les plaques Nazca et Antarctique, la ride du Chili, le point triple du Chili et les zones volcaniques sud (ZVS) et australe (ZVA). Le champ volcanique Pali Aike est entouré en rouge. Modifié de Kay et al. (2004).

L'histoire tectonique et géodynamique, très complexe, de cette zone a fait l'objet de très nombreuses études et l'étude de chacune des provinces magmatiques a elle aussi apporté de nombreuses informations (Ramos, 1989; Forsythe et Prior, 1992; Ramos et Kay, 1992; Storey, 1993; Klepeis, 1994; Gorrington et al., 1997, 2003; Diraison et al., 2000; D'Orazio et al., 2000, 2001, 2003; Gorrington et Kay, 2001; Mazzarini et D'Orazio, 2003; Kay et al., 2004, 2007; Rossello, 2005; Tassone et al., 2005; Costa et al., 2006; Guivel et al., 2006; Menichetti et al., 2008; Wang et al., 2008; Breitsprecher et Thorkelson, 2009; Boutonnet et al., 2010; Fosdick et al., 2011; Ramos et Folguera, 2011). Les éléments essentiels seront repris dans cette section et le lecteur est invité à consulter la liste des références ci-dessus pour une connaissance plus approfondie.

Au début du Jurassique, il y a eu un changement de régime tectonique passant de compressif à extensif, menant à la rupture du supercontinent du Gondwana au cours du Jurassique (Storey, 1991; Pankhurst et al., 2000; Fosdick et al., 2011). Les Andes Patagoniennes du Sud ont ainsi subi de l'extension crustale culminant avec l'ouverture du bassin marginal de Rocas Verdes. Au début du Crétacé, la ride océanique Atlantique Sud très active, a accéléré le taux de subduction le long de la marge Pacifique ce qui aurait entraîné la transition d'une phase en extension en une phase compressive dans la région arrière-arc des Andes Patagoniennes du Sud (Wilson, 1991). Cela a conduit à la fermeture du bassin marginal de Rocas Verdes et au raccourcissement de la croûte océanique qui a fini par être obductée sur la marge d'Amérique du Sud. La bordure NE du bassin marginal de Rocas-Verdes va ainsi constituer le substratum du futur bassin d'avant-pays, le bassin de Magellan (Diraison, 1998). La fin du début du Crétacé a vu la naissance d'une ceinture de chevauchement. Jusqu'au Miocène, une succession de phase de raccourcissement, de déformation et de soulèvement ont accru cette ceinture de chevauchement qui a progressé successivement vers l'est. Début Miocène, le chevauchement et le soulèvement du bassin de Magellan d'avant-pays, menant à son exhumation<sup>2</sup>, serait lié à la subduction de la ride Chilienne sous la plaque Sud-américaine.

---

<sup>2</sup> Il y a des structures extensives (systèmes de rifts initiés avant le Néogène, composante décrochante dextre le long de la bordure occidentale du continent) dispersées radialement dans la zone axiale du Bassin de Magellan. Diraison (1998) explique ce passage entre domaine compressif et extensif dans l'avant-pays par la présence d'une zone de transition affectée par des systèmes de décrochements conjugués qui seraient compatibles avec les mesures de plans striés qui révèlent une forte proportion de failles présentant une composante décrochante. Le long des bordures de rifts, des mesures de plans striés ont aussi été réalisées et montrent que ces failles ne sont généralement pas purement normales mais qu'elles présentent aussi une composante décrochante.

En effet, dès le milieu du Crétacé, du côté de la marge active ouest Sud-américaine, la dorsale médio-océanique séparant les plaques Farallon et Phoenix (Breitsprecher et Thorkelson, 2009) est entrée en subduction sous la plaque Sud-américaine. Au début du Miocène, la plaque Farallon s'est séparée en la plaque Nazca, au sud, et la plaque Cocos, au nord. Vers 20 Ma, le point triple<sup>3</sup> correspondant à la jonction des plaques Nazca, Antarctique et Phoenix était à 400 km de la fosse Chilienne et commençait sa migration vers elle (Figure 3.6a). Au cours du Miocène tardif, la dorsale séparant les plaques Nazca et Antarctique s'engageait par subduction sous la plaque Sud-américaine suivi du point triple, totalement subducté vers 16 Ma (Breitsprecher et Thorkelson, 2009) (Figure 3.6b).

La subduction de la dorsale Nazca-Antarctique sous la plaque Sud-américaine (Figures 3.6c, 3.6d, 3.6e, 3.6f) a entraîné (i) un arrêt du volcanisme calco-alcalin qui se traduit aujourd'hui par une lacune entre la zone volcanique sud et la zone volcanique australe de la cordillère des Andes (Cande et Leslie, 1986; Forsythe et al., 1986; Futa et Stern, 1988; Stern et al., 1990; Ramos et Kay, 1992); (ii) le soulèvement Néogène de ce secteur des Andes (Gorring et al., 2003); (iii) de la déformation dans la ceinture de chevauchement de Patagonie (Ramos, 1989); et (iv) la formation des plateaux de lave basaltique (Gorring et al., 1997; D'Orazio et al., 2000, 2001, 2003) et à 250 km à l'ouest du champ volcanique Pali Aike, le volcanisme adakitique (Kay et al., 1993; Gorring et Kay, 2001) qui s'est aussi produit dans la zone volcanique australe (Stern et Kilian, 1996) (Figure 3.7).

Ces événements sont le résultat de la formation d'une fenêtre asthénosphérique grandissante sous la plaque Sud-américaine (Gorring et al., 1997; D'Orazio et al., 2000, 2001; Wang et al., 2008; Breitsprecher et Thorkelson, 2009) (Figures 3.6; 3.7). En effet, lors de la subduction de la dorsale médio-océanique Nazca-Antarctique, le manteau asthénosphérique sous-jacent remonte ce qui induit une anomalie thermique importante et brutale pouvant provoquer, sous certaines conditions de pression et d'hydratation, la fusion partielle de la plaque océanique en subduction et ainsi produire du volcanisme anormal (le volcanisme adakitique) et une tectonique extensive produisant les plateaux de lave basaltique comme le champ volcanique Pali Aike (Thorkelson et Breitsprecher, 2005; Breitsprecher et Thorkelson, 2009) (Figure 3.7).

---

<sup>3</sup> Le point triple a ensuite migré jusqu'au nord le long de la fosse Chilienne jusqu'à atteindre sa position actuelle légèrement au nord de la péninsule de Taitao à 46°7'12"S (Cande et Leslie 1986, Cande et al., 1987).

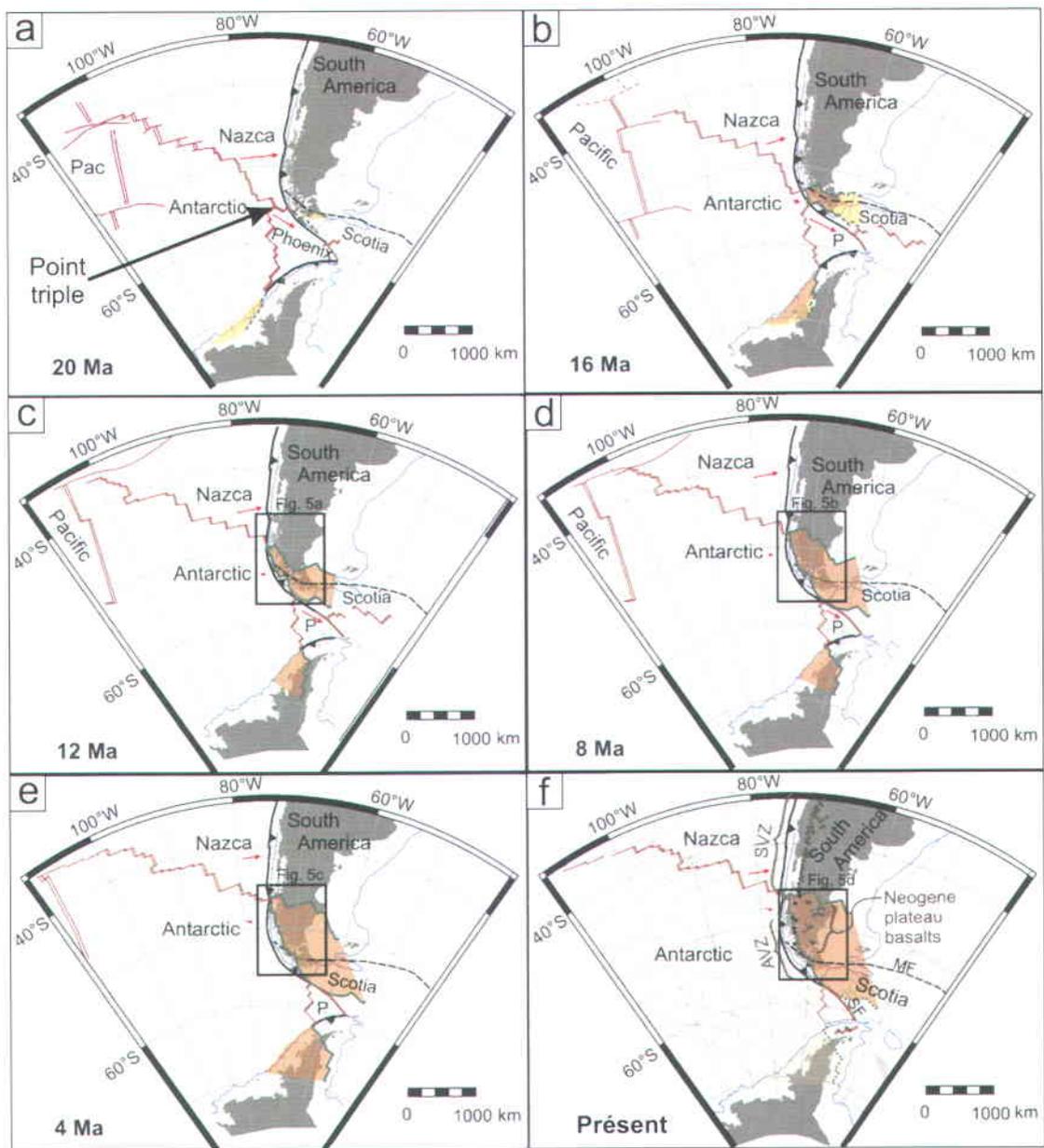
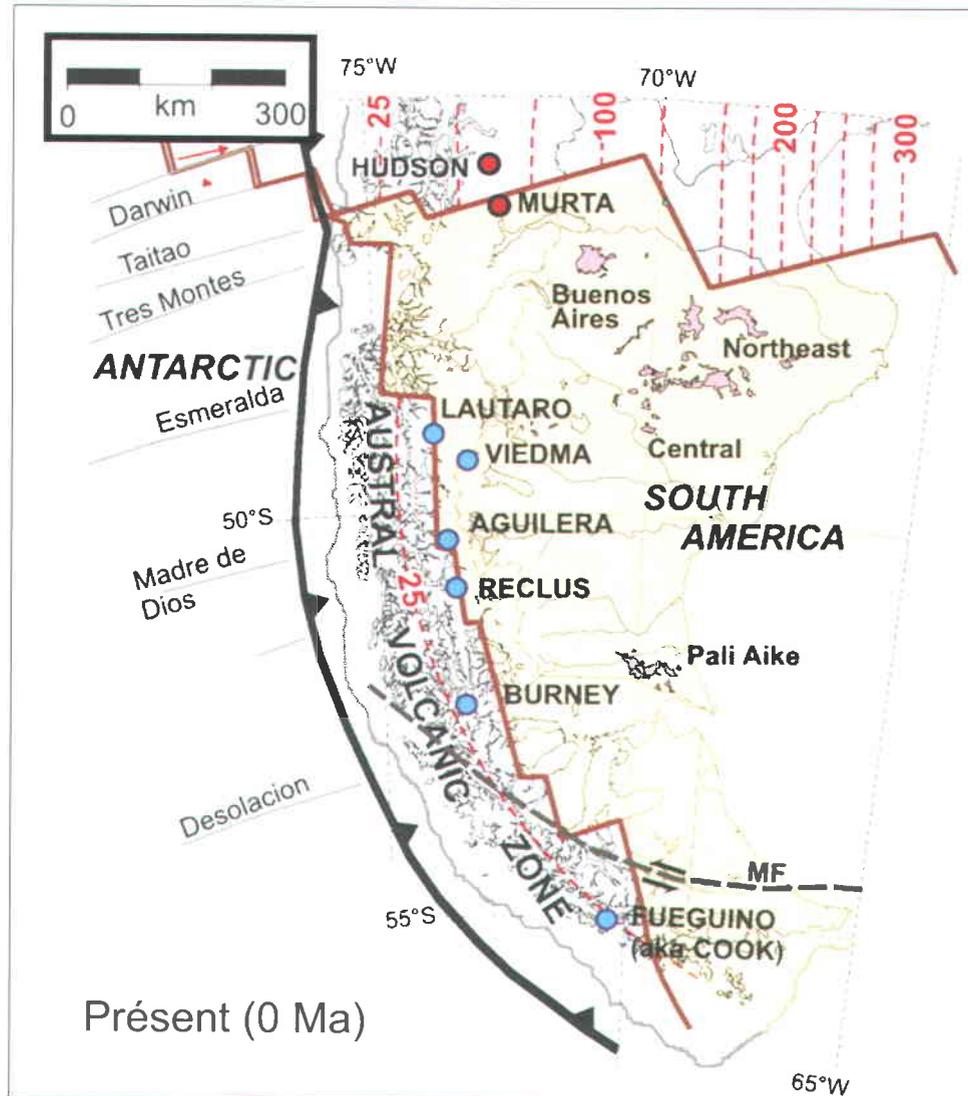


Figure 3.6. Évolution cinématique de la fenêtre asthénosphérique sous la plaque Sud-américaine. Au début du Miocène, le point triple Nazca-Antarctique-Phoenix se trouvait à 400 km à l'ouest de la fosse Chilienne (a) avant d'amorcer sa subduction sous la plaque Sud-américaine vers 16 Ma (b). Vers 12 Ma, le point triple avait complètement été subducté et la dorsale Antarctique-Nazca était engagée dans la subduction engendrant la formation d'une fenêtre asthénosphérique sous la plaque Sud-américaine (c). Au cours du temps, la fenêtre asthénosphérique s'est élargie et a provoqué du volcanisme anormal et la formation des plateaux de lave. AVZ = Zone Volcanique Australe; SVZ = Zone Volcanique Sud; MF = Faille de Magellan; P = Phoenix; SF = Faille de Shackleton. Les tracés rouges représentent les rides médio-océaniques; les zones en gris foncé représentent les continents; les contours bleus représentent les plateaux continentaux et les zones en marron transparent représentent les fenêtres asthénosphériques. Modifié de Breitsprecher et Thorkelson (2009).



Présent (0 Ma)

Légende :

- |   |   |   |                            |
|---|---|---|----------------------------|
|  | Fosse Chilienne                               |  | Fenêtre asthénosphérique   |
|  | Ride médio-océanique                          |  | Plateau de lave basaltique |
|  | Faïlle transormante                           |  | Volcanisme basaltique      |
|  | Jeu dextre de la faïlle transformante         |  | Volcanisme adakitique      |
|  | Profondeur de la plaque en subduction (en km) |   |                            |

Figure 3.7. Emplacement actuel de la fenêtre asthénosphérique sous la plaque Sud-américaine et le volcanisme associé. La formation de la fenêtre asthénosphérique sous la plaque Sud-américaine a engendré du volcanisme adakitique et du volcanisme extensif avec la production de plateaux de lave basaltique tel que Pali Aike. La ride médio-océanique sépare les plaques Nazca, au nord, et Antarctique, au sud. MF = Faïlle de Magellan. Modifié de Breitsprecher et Thorkelson (2009).

Beaucoup d'études portent sur la nature tectonique et géodynamique des provinces volcaniques Patagoniennes tandis que très peu portent sur la description des systèmes volcaniques (D'Orazio et al., 2001; Bertotto et al., 2006; Haller et Németh, 2006; Risso et Németh, 2009; Risso et al., 2009; cette étude). Par exemple, Risso et Németh (2009) et Risso et al. (2008, 2009) ont décrit les champs volcaniques de Llanquanelo et de Payún Matru (Figure 3.5). Ces champs volcaniques regroupent à eux deux près de 800 cônes de scories, des cônes de « *spatter* » et des coulées de lave. Très peu de volcans monogéniques d'origine phréatomagmatique sont présents dans ces champs volcaniques : seuls quelques rares cônes et anneaux de tuf ont été reportés (Risso et al., 2008). Németh et al. (2007) présentent une description détaillée du diatrème Chubut appartenant au champ volcanique Somuncura (Figure 3.5). Les dépôts sont composés de lits de tufs et de tufs à lapillis grossiers. Les fragments lithiques sont des quartz, du sable, et, suivant les niveaux, du grès et des nodules périclinitiques. La proportion en fragments lithiques varie suivant les lits : certains ont une proportion en fragments lithiques quasi-inexistante. Les fragments juvéniles sont des basaltes anguleux peu à modérément vésiculaires et pouvant être vitreux. La matrice cendreuse se compose entre autres de fragments basaltiques palagonitisés.

### **3.4 Le champ volcanique Pali Aike**

Dans cette section, il sera d'abord question de la stratigraphie volcanique et de l'âge des éruptions, puis leur contrôle tectonique sera présenté. Par la suite la géochimie et la pétrologie du champ volcanique sera présentée, incluant des nouvelles données analytiques. Enfin la nature du substrat sous les dépôts volcaniques sera discutée, puisque ce substrat a fourni les fragments lithiques contenus dans les dépôts pyroclastiques des maars et, en général, influence le style éruptif dans les champs volcaniques monogéniques.

#### **3.4.1 Stratigraphie volcanique et géochronologie**

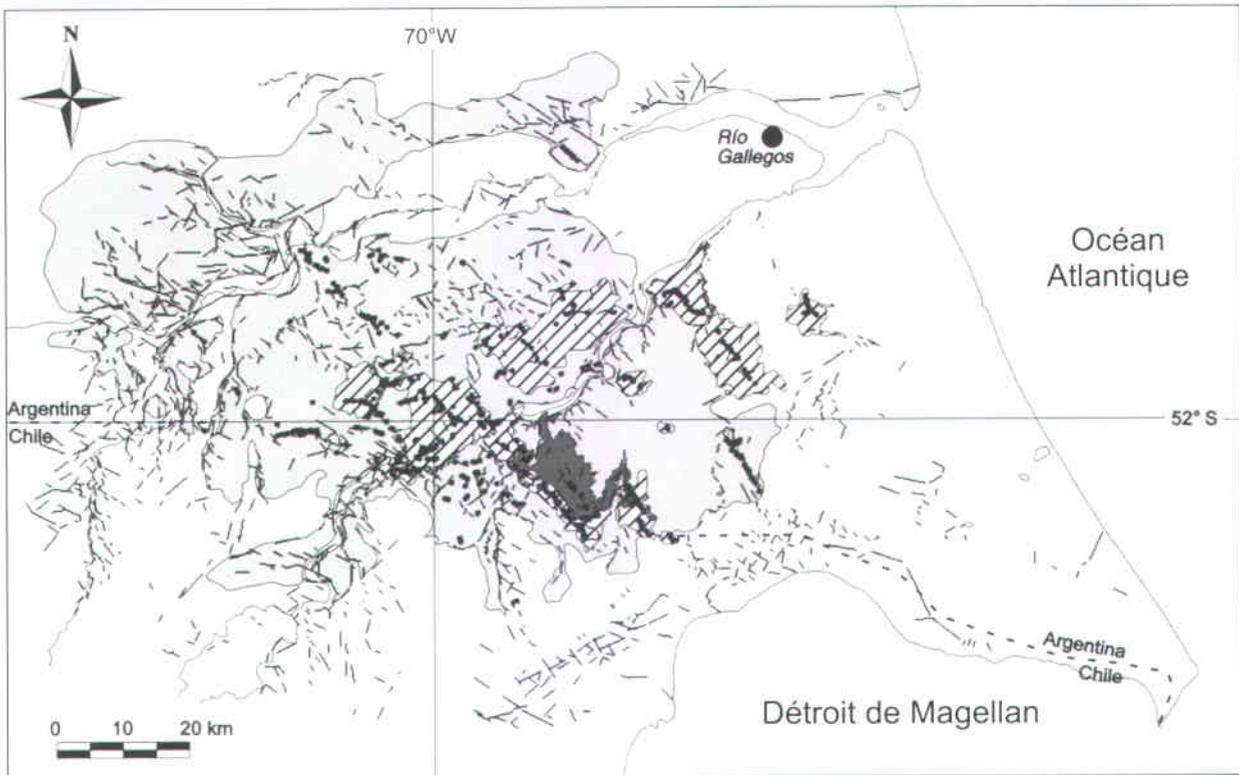
Le champ volcanique Pali Aike, d'une surface de 4500 km<sup>2</sup>, s'étend sur 50 km du nord au sud et sur 150 km d'est en ouest et représente la terminaison sud des basaltes de plateaux de Patagonie (Figure 3.1).

L'activité volcanique qui a formé le champ volcanique Pali Aike a commencé par une période majoritairement effusive avec la mise en place de coulées de lave mafiques qui, localement, dans la partie nord-ouest du champ (canyon de la rivière Rio Gallegos), peuvent atteindre actuellement plus de 120 m d'épaisseur : il s'agit d'une morphologie typique de plateau de lave (Tyrrel, 1932). Les coulées forment l'unité U1 de Skewes et Stern (1979) et de D'Orazio et al. (2000) (Figure 3.8). Dans la séquence volcanique, à certains endroits, on peut observer des vestiges de cônes de scories, de remparts volcaniques, des dykes, ainsi que des filons-couches (D'Orazio et al., 2000).

Suite à cette activité initiale, plus de 450 édifices volcaniques se sont mis en place. Ce sont principalement des édifices de type monogéniques, tels que des anneaux de tuf, des maars, des accumulations de « *spatter* » ainsi que des cônes de scories et leurs laves associées (de types « aa » et « scoriacées avec blocs ») (D'Orazio et al., 2000 : unité U2). L'érosion a fini par sculpter ces édifices volcaniques à des degrés variables : certains atteignent les 100-180 m de hauteur tandis que d'autres sont réduits à de rares remparts annulaires de scories soudées représentant ainsi la partie la plus interne de ces édifices volcaniques. Les volcans décrits dans ce chapitre appartiennent à cet épisode U2 (Figure 3.8). Ils sont partiellement érodés et typiquement couverts de sol et de végétation, mais certains affleurements de qualité permettent toutefois une étude détaillée des dépôts pyroclastiques.

On peut observer des édifices volcaniques plus jeunes et moins érodés dans la partie sud-est du champ volcanique (D'Orazio et al., 2000, 2001; Mazzarini et D'Orazio, 2003; unité U3) (Figure 3.8). Ces édifices sont peu couverts par des sols. Par exemple, Zolitschka et al. (2006) et Corbella et al. (2009) décrivent le jeune volcan Laguna Azul, d'âge Holocène, qui contient un lac permanent.

Grâce notamment à l'utilisation d'images satellitaires, D'Orazio et al. (2000) ont été en mesure d'estimer que les unités U1, U2 et U3 occupaient respectivement 83 %, 15 % et 2 % de la surface du champ volcanique (Figure 3.8). Les données d'épaisseur des séquences volcaniques ainsi que la période d'activité du champ volcanique Pali Aike (environ 3,8 My) leur ont permis d'estimer un taux d'éruption minimal de  $10^{-4} \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$ .



Légende :

-  (U3) Jeunes cônes et coulées de lave (2%)
-  (U2) Vieux cônes et coulées de lave (15%)
-  (U1) Plateau de lave basaltique (83%)

-  Alignements des réseaux de fractures
-  Centres éruptifs

Figure 3.8. Carte géologique schématique montrant les unités U1, U2 et U3 ainsi que leur surface respective en pourcentage. Modifié de Mazzarini et D'Orazio (2003).

Concernant l'âge de Pali Aike, plusieurs analyses ont été faites sur des échantillons de roches volcaniques appartenant à ce champ: les datations, par K-Ar et  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , donnent des âges entre 3,78 et 0,17 Ma (Mercer, 1976; Linares et Gonzales, 1990; Meglioli, 1992; Singer et al., 1997; Corbella, 1999). Toutefois un âge plus jeune est attribué aux roches volcaniques attestant de la dernière période d'activité du champ dans l'unité U3 (Mazzarini et D'Orazio, 2003).

### **3.4.2 Contrôle tectonique**

Des réseaux de fractures ainsi que des alignements préférentiels de volcans ont été mis en évidence (Skewes et Stern, 1979; D'Orazio et al., 2000; Mazzarini et D'Orazio, 2003). En effet, selon ces auteurs, la présence dans le champ volcanique Pali Aike de basaltes intra-plaque presque primaires contenant souvent des xénolites mantelliques (voir ci-dessous) suggère la présence d'un réseau de fractures hautement conductrices qui connectent de profonds réservoirs magmatiques avec la surface. La distribution spatiale des cônes et des systèmes de fractures, détectée par des images satellitaires, la stratigraphie ainsi que l'utilisation d'un modèle gravimétrique, leur ont permis de contraindre l'épaisseur crustale, comprise entre 32 km et 38 km, dans le champ volcanique Pali Aike et en déduire une chronologie relative.

L'analyse morphométrique des cônes du champ volcanique Pali Aike met en évidence un lien très fort entre allongement/alignement des cônes et les structures orientées NW-SE et ENE-WSW, ces dernières contrôlant l'alignement et l'allongement des cônes : la distribution azimutale de l'alignement des cônes et de leur allongement montrent les tendances actuelles NW-SE et ENE-WSW (Figures 3.2; 3.8) et aussi une tendance N-S pour la distribution de l'allongement des cônes. La présence des mêmes tendances structurales pour les structures volcaniques monogénétiques des unités U2 et U3 et que pour les figures linéaires reconnues principalement dans les plateaux de lave basaltique (U1), suggèrent que le champ de contraintes contrôlant l'activité volcanique n'a pas changé significativement pendant la formation du champ volcanique Pali Aike.

L'analyse morphométrique des cônes du champ volcanique Pali Aike, réalisé par Mazzarini et D'Orazio (2003) a mis en évidence un lien très fort entre élongation/alignement et les principales tendances des fractures suggérant que la phase tectonique formant le réseau de fractures connectées pour guider le magma vers la surface était contemporaine de l'activité volcanique ayant mené à la formation du champ volcanique Pali Aike.

Suite à l'ouverture du passage de Drake, les contraintes compressives horizontales NE-SW et ENE-WSW ont donné lieu à la convergence entre les plaques Antarctique et Sud-Américaine et par les mouvements de décrochement sénestres entre les plaques Sud-Américaine et Scotia (Diraison et al., 1997; D'Orazio et al., 2000; Mazzarini et D'Orazio, 2003). Ainsi, les alignements et allongements des cônes volcaniques du champ Pali Aike d'orientation ENE-WSW correspondraient avec le système de rift Néogène de Magellan, toujours actif, développés sous les mêmes contraintes. Ceux d'orientation NW-SE pourraient être considérés comme étant un héritage structural du rift Patagonien austral Mésozoïque d'orientation NW-SE. L'activité tectono-volcanique intense dans le champ volcanique Pali Aike marque une phase Pliocène-Quaternaire majeure dans le développement du système de rift de Magellan d'âge Néogène (Mazzarini et D'Orazio, 2003).

### **3.4.3 Géochimie et pétrologie**

#### **a) Travaux antérieurs**

Les résultats d'analyses géochimiques provenant de travaux antérieurs (Skewes et Stern, 1979; Stern et al., 1990; D'Orazio et al., 2000) montrent que le magma à l'origine des produits volcaniques du champ Pali Aike est moyennement à fortement sous-saturé en silice et de composition sodique-alcaline, basanitique ou basaltique alcaline (Figure 3.9). Plus rarement des roches légèrement évoluées, de composition hawaïtique (trachy-basaltique), ont été trouvées.

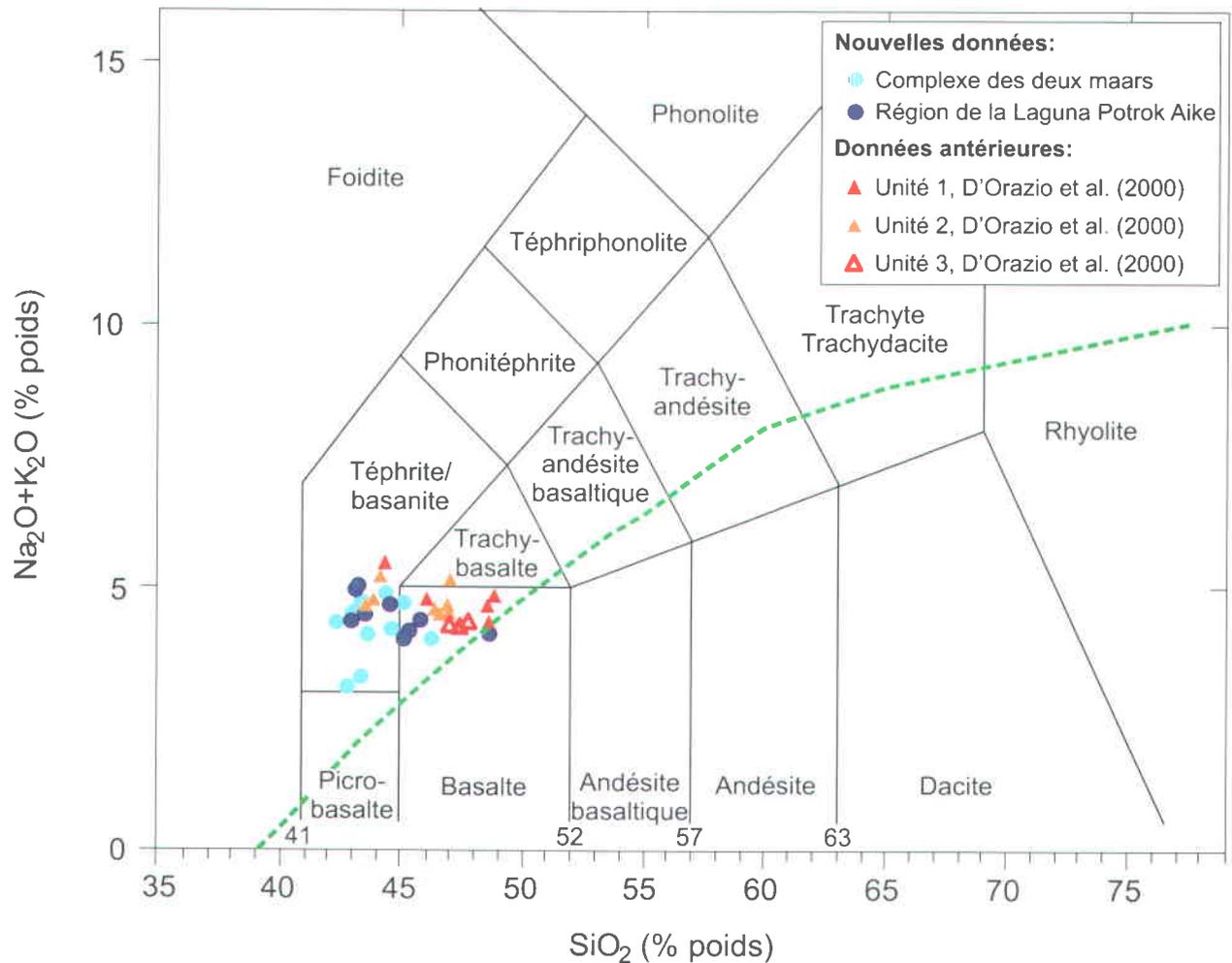


Figure 3.9. Diagramme de classification des roches volcaniques selon Le Maître (1989). Comparaison entre les nouvelles données et les données antérieures de D'Orazio et al. (2000). La courbe verte en tirets sépare les roches alcalines des roches sub-alcalines, d'après Kuno (1966).

D'un point de vue pétrographique, les roches volcaniques provenant du champ Pali Aike ont une texture faiblement à moyennement porphyrique avec l'omniprésence de phénocristaux d'olivine hautement magnésienne contenant des inclusions de spinelle chromifère mais aussi des phénocristaux de clinopyroxène (Skewes et Stern, 1979; D'Orazio et al., 2000). Des phénocristaux de diopside-augite et de plagioclase existent de façon subordonnée. Dans certaines coulées de lave ainsi que dans plusieurs dépôts de maars et d'anneaux de tuf, d'abondants xénolites d'origine crustale et mantellique, faisant jusqu'à 30 cm de diamètre, ont été identifiés (Kempton et al., 1999; Stern et al., 1999).

La distribution des éléments traces est typique des basaltes intra-plaque (Figures 3.10, 3.11), et le fort ratio des terres rares légères sur les terres rares lourdes indique que la source dans le manteau contient du grenat résiduel (D'Orazio et al., 2000). La plupart des échantillons analysés dans ces études montrent une composition très primitive : MgO > 9 %, Ni > 200 ppm, Cr > 300 ppm et Mg# > 60 (D'Orazio et al., 2000). Les compositions isotopiques en Sr et Nd sont parmi les plus appauvries ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7032 - 0,7034$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,51290 - 0,51294$ ) de toute la suite des laves mafiques d'âge Cénozoïque de la Patagonie extra-andine (Stern et al., 1990; D'Orazio et al., 2000).

Les évidences pétrographiques et géochimiques ainsi que les valeurs isotopiques en Sr-Nd et la présence de xénolites de composition ultramafique suggèrent une ascension rapide du magma à travers la croûte sans interaction/contamination significative avec les roches encaissantes (Mazzarini et D'Orazio, 2003).

## b) Nouvelles données

Pour cette étude, 20 échantillons provenant du champ volcanique Pali Aike ont été analysés afin (i) de compléter les informations obtenues par les études antérieures, et (ii) de vérifier si des groupes géochimiques peuvent se distinguer : par exemple, peut-on, grâce à la géochimie, distinguer dans les dépôts pyroclastiques les basaltes lithiques des basaltes juvéniles (dans cette section, « basalte » est employé au sens large) et les différents types de basaltes lithiques? Les analyses ont été réalisées à l'INRS-ETE en septembre 2009 par les méthodes ICP-AES, pour les éléments majeurs et quelques éléments traces, et, ICP-MS, pour la plupart des éléments traces.

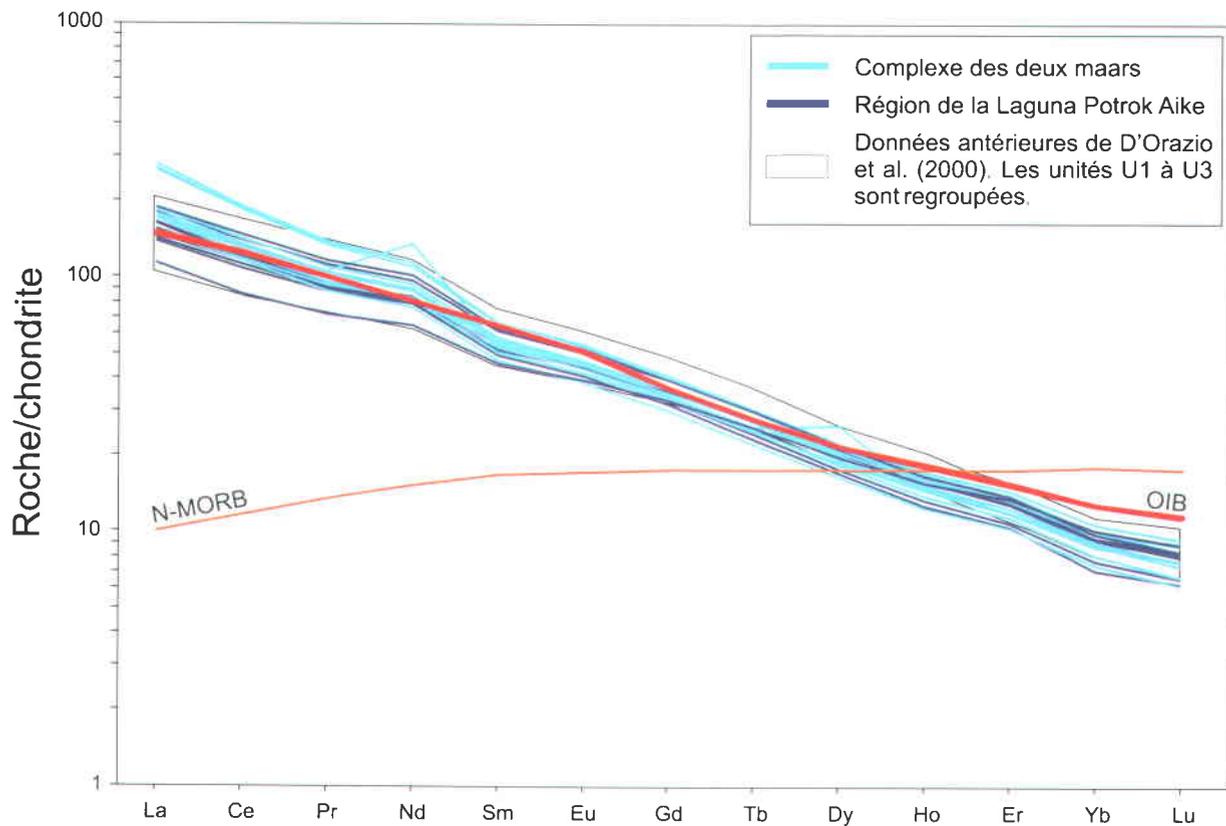


Figure 3.10. Diagramme de terres rares, roche normalisée aux chondrites (McDonough et Sun, 1995). Les données de cette étude sont indiquées en bleu et peuvent être comparées aux données antérieures de D'Orazio et al. (2000), au N-MORB (*Normal Mid-Ocean Ridge Basalt*) et aux OIB (*Ocean Island Basalt*).

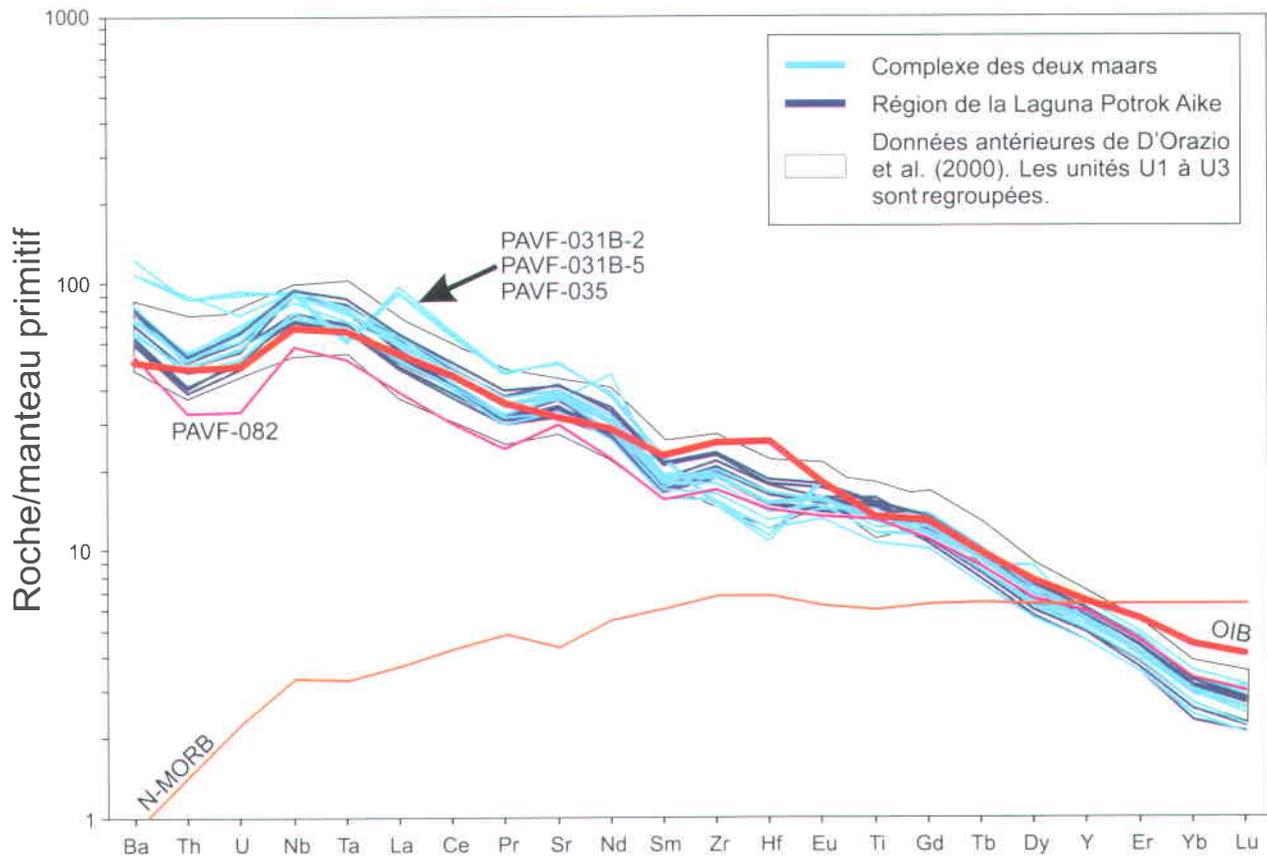


Figure 3.11. Diagramme d'éléments traces, roche normalisée au manteau primitif (Sun et Mcdonough, 1989). Les nouvelles données sont en bleu tandis que les données antérieures de D'Orazio et al. (2000) ont été regroupées à titre de comparaison. Les signatures géochimiques des OIB et des N-MORB sont respectivement indiquées en rouge et orange.

Les échantillons ont été préparés et/ou choisis de façon à ce qu'ils soient le plus frais possible : la surface des échantillons a été minutieusement nettoyée de toutes impuretés liées à l'altération et les échantillons contenant le moins possible de minéraux secondaires ont été retenus. Ont été analysés :

- cinq échantillons de coulées de lave (PAVF-023, -035, -036, échantillonnés sur le site des deux maars imbriqués et PAVF-054, -082 échantillonnés aux environs de la Laguna Potrok Aike);
- trois échantillons de bombes volcaniques (PAVF-003, -004 provenant du « Chapeau Mexicain » et PAVF-014, échantillon de dépôt de « *spatter* » provenant du maar Est du Complexe des deux maars imbriqués);
- douze fragments basaltiques de taille centimétrique provenant des dépôts phréatomagmatiques {PAVF-007 : cinq échantillons (B-1, C-1, C-2, E-1, E-2) prélevés dans la partie NNE de Potrok Aike; PAVF-052 provenant aussi de la partie NNE de Potrok Aike et PAVF-031B : six échantillons provenant du maar Est}.

La localisation des affleurements où ont été prélevés ces échantillons est indiquée aux figures 3.20, 3.37a et 3.38a et les résultats analytiques complets sont présentés en annexe B.

Les fragments basaltiques lithiques contiennent des phénocristaux mais sont variables en terme de couleur et de degré de vésiculation : certains sont gris et denses ou très peu vésiculaires, et d'autres noirs et vésiculaires. Il n'a pas été possible d'analyser la composition géochimique primaire des fragments de sidéromélane contenus dans les dépôts phréatomagmatiques, car ils sont typiquement altérés en palagonite.

Dans le diagramme de classification des roches volcaniques (alcalins vs. silice), les nouvelles analyses tombent dans le champ des basaltes alcalins et des basanites tout comme les échantillons provenant de l'étude de D'Orazio et al. (2000) en étant toutefois apparemment plus primitifs (Figure 3.9). Notons que la méthode ICP-AES n'est pas idéale pour l'analyse des éléments majeurs, ce qui peut expliquer la teneur en silice moyenne inférieure à celle des études antérieures. Il semblerait aussi que deux échantillons de fragments basaltiques (PAVF-031B-4 et PAVF-031B-6), provenant du maar Est, soient moins riches en éléments alcalins que le reste des échantillons. Il s'agit de fragments basaltiques (1) gris, peu vésiculaire mais contenant des traces de recristallisation secondaire éparses pour l'échantillon PAVF-031B-4 et (2) noir et très vésiculaire pour l'échantillon PAVF-031B-6 pouvant augmenter le risque de recristallisation secondaire dans les vésicules.

Il se pourrait alors que les analyses aient été faussées pour ces deux échantillons en raison de la possible présence non négligeable de recristallisation secondaire comme pourrait le suggérer la valeur élevée de perte au feu (2,8% et 1%). Toutefois ces valeurs élevées de perte au feu pourraient être partiellement d'origine primaire considérant la teneur en volatiles.

Dans le diagramme des éléments des terres rares normalisés aux chondrites (Figure 3.10), toutes les analyses montrent un enrichissement en terres rares légères ( $La_N = 114-279$ ;  $Yb_N = 7-11$ ) et une tendance plutôt rectiligne. Les résultats sont en accord avec la signature géochimique des basaltes d'îles océaniques (OIB).

Dans le diagramme de la roche normalisée au manteau primitif (Figure 3.11), les nouvelles données sont aussi globalement en accord avec la signature caractéristique des basaltes d'îles océaniques. Cependant, certains échantillons se distinguent des autres : PAVF-031D-2, PAVF-031B-5 et PAVF-035 ont une anomalie négative prononcée en Ta et en Hf. Ils sont aussi plus enrichis en terres rares légères et notamment en Ba, Th et U. Les deux premiers échantillons sont des fragments basaltiques, prélevés dans les dépôts phréatomagmatiques au NE du maar Est à environ 195 m au-dessus du niveau de la mer. Le premier est gris, très peu vésiculaire et contient très peu de phénocristaux d'olivine; le second est gris, peu vésiculaire et contient quelques phénocristaux d'olivine. L'échantillon PAVF-035, quant à lui, provient d'une coulée de basalte aphyrique, ne contenant pas de nodules péridotitiques, appartenant à la séquence pré-maar, situé à 750 m au nord du complexe des deux maars et à 160-170 m au-dessus du niveau de la mer. L'interprétation proposée est que cette coulée de lave pré-maar s'étendait sous le cratère actuel du maar Est et a été échantillonnée sous la forme de fragments lithiques lors des éruptions explosives. Ce résultat montre que certaines coulées de lave spécifiques ont une signature géochimique légèrement différente des autres, ce qui suggère un certain potentiel pour la chimico-stratigraphie dans les laves du champ volcanique Pali Aike, et un potentiel de distinguer certains fragments lithiques entre eux sur la base de leurs éléments traces.

L'échantillon PAVF-082 semble avoir une signature légèrement différente de tous les autres échantillons : il est moins enrichi en terres rares légères, Th et U mais en revanche, l'abondance en terres rares lourdes est sensiblement similaire aux autres échantillons. Le groupe géochimique s'en rapprochant le plus est le groupe U3 de D'Orazio et al. (2000), i.e. les plus jeunes magmas du champ volcanique. Par contre, PAVF-082 provient d'une coulée de basalte de plateau à l'ouest du lac Potrok Aike.

Sur la figure 3.2, cet ensemble est désigné comme appartenant à des roches sub-alkalines miocènes et effectivement, l'échantillon tombe légèrement à droite de la ligne verte sur la figure 3.9.

#### **3.4.4 Nature du substrat**

Le champ volcanique Pali Aike s'est mis en place dans et sur une épaisse séquence de sédiments siliciclastiques et pélitiques qui compose le bassin de Magellan (Figures 3.1; 3.4). De manière générale, le bassin de Magellan est rempli par des formations volcano-sédimentaires qui consistent en d'épaisses séquences siliciclastiques et pélitiques intercalés avec du matériel volcanique silicique (Mercer, 1976; Biddle et al., 1986). La base du bassin est rempli par la Formation de Tobífera, d'âge Crétacé inférieur, composé de matériel volcanique silicique (Biddle et al., 1986; Fildani et Hessler, 2005). Viennent ensuite se déposer plusieurs séquences dont la plus jeune est la Formation de Santa Cruz, d'âge Miocène. Localement, certains dépôts sont recouverts par les dépôts glaciaires quaternaires (Clapperton, 1983; Meglioli, 1992) (Figure 3.4). Le remplissage du bassin de Magellan atteint dans la partie la plus à l'ouest 6000 m d'épaisseur et environ 3000 m à l'est au niveau du champ volcanique Pali Aike (Biddle et al., 1986; Corbella et al., 1996). Aussi, par rapport aux maars appartenant à l'unité 2, l'unité 1 fait partie du substrat. La figure 3.12 expose la colonne stratigraphique du remplissage du bassin de Magellan à Río Gallegos, non loin du champ volcanique.

### **3.5 Vue d'ensemble de l'analyse granulométrique**

Avant de décrire chacun des sites d'étude, cette section donne un aperçu général des résultats de l'analyse granulométrique obtenue pour l'ensemble des échantillons consolidés ou non<sup>4</sup> par tamisage et traitement d'images et stéréologie, prélevés sur les différents sites étudiés (Figure 3.13).

---

<sup>4</sup> Les données brutes de l'analyse granulométrique sont disponibles à l'annexe A, ainsi que les photos utilisées pour l'analyse granulométrique par traitement d'images et stéréologie.

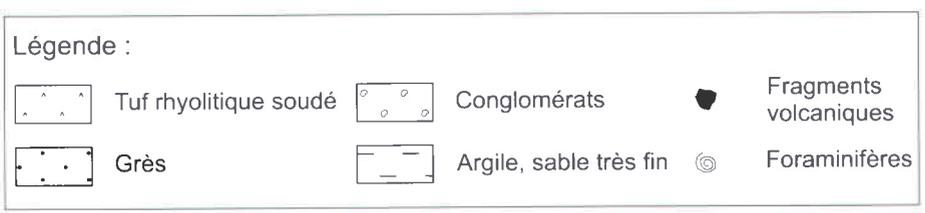
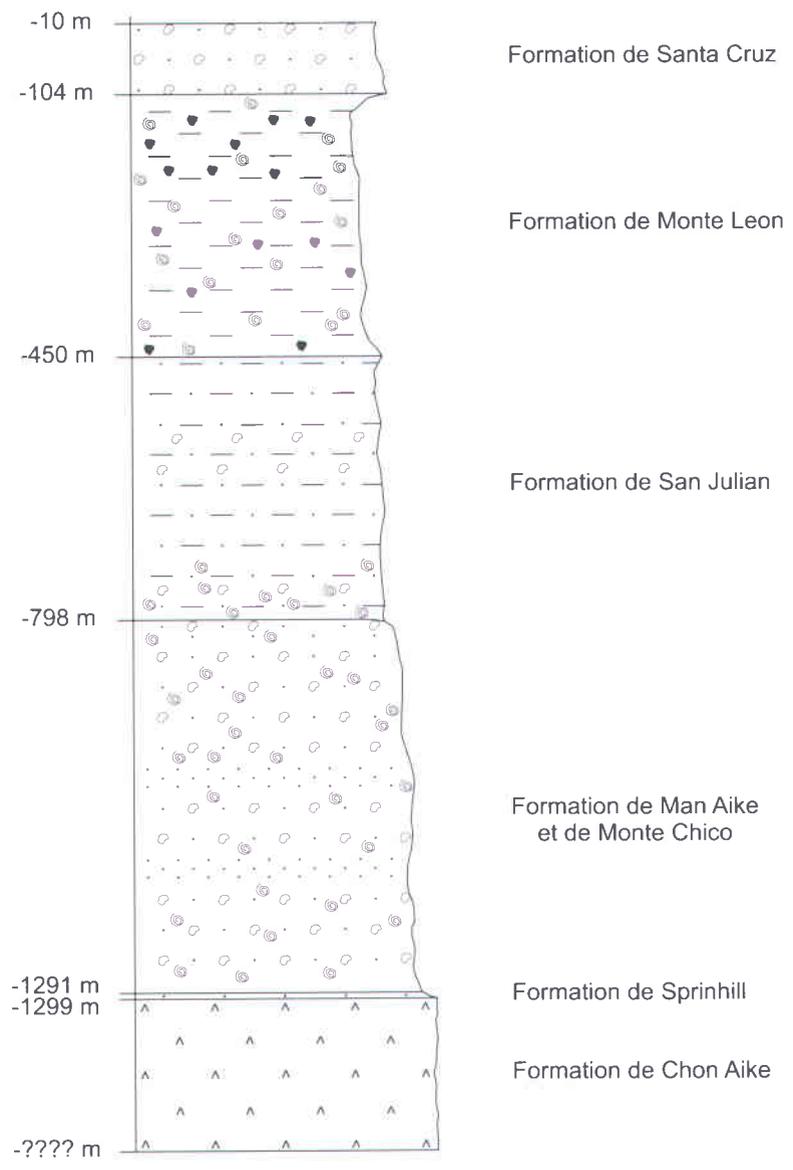


Figure 3.12. Colonne stratigraphique du substrat dans la région de Rio Gallegos basée sur les recherches de Biddle et al. (1986).

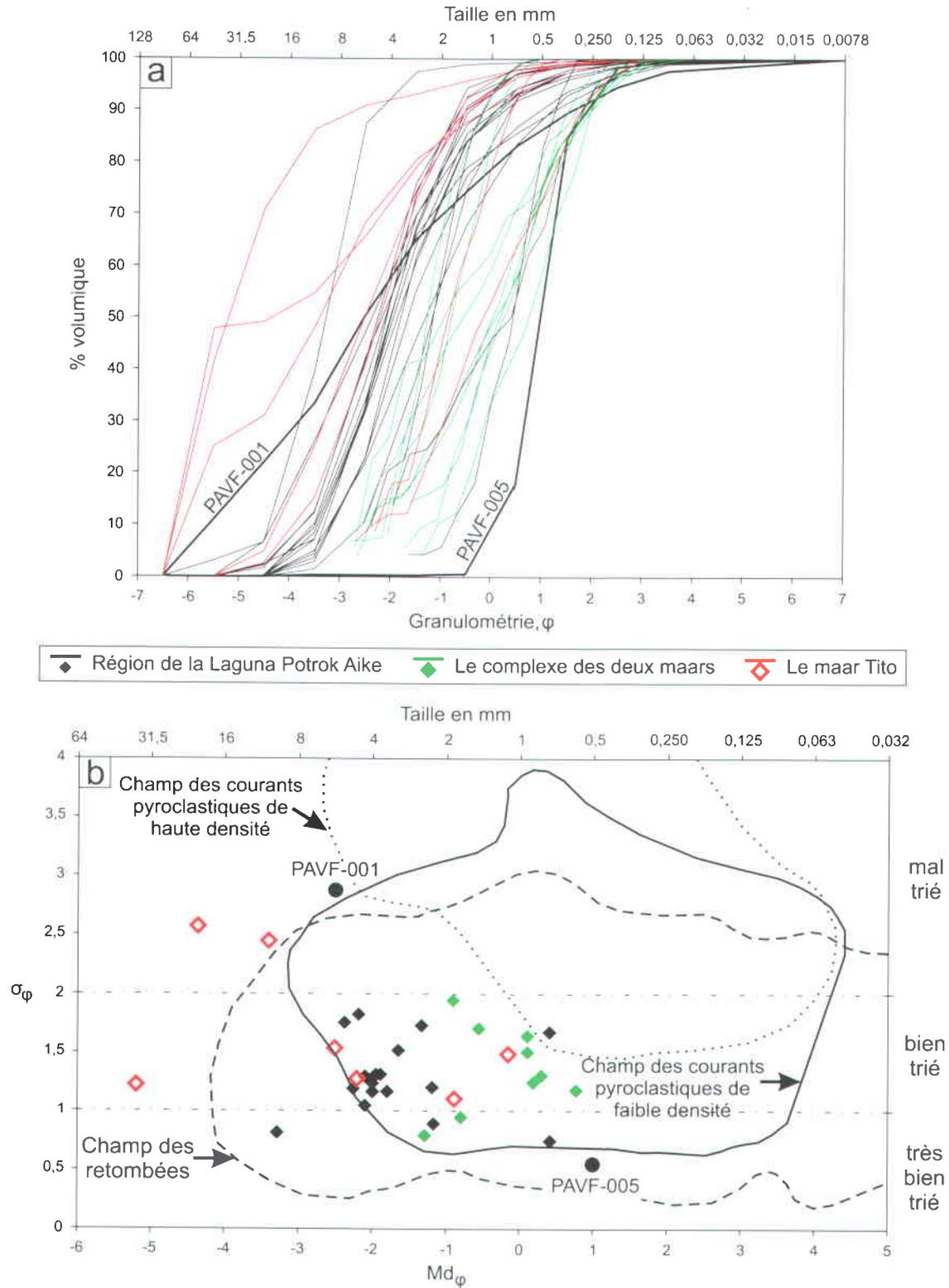


Figure 3.13. Résultats et interprétation de l'analyse granulométrique. (a) Distributions granulométriques de tous les échantillons. (b) Diagramme  $\sigma_\phi$  en fonction de  $Md_\phi$  montrant les champs de retombées et d'écoulements pyroclastiques de haute densité (Walker 1971) et de faible densité ou *surge* (Walker, 1983). Qualificatifs de tri selon Cas et Wright (1987).

De manière générale, les courbes de distribution granulométriques des échantillons d'origine volcanique couvrent une gamme de taille relativement restreinte (Figure 3.13a). Le diamètre médian ( $Md_{\phi}$ ) des échantillons provenant de la région de la Laguna Potrok Aike varie de  $-3,5\phi$  à  $0,4\phi$  ( $\sim 8$  mm à  $0,75$  mm). Cependant la plupart de ces échantillons ont un  $Md_{\phi}$  proche de  $-2\phi$  (4 mm). Comparativement, le diamètre médian des échantillons provenant du complexe des deux maars varie de  $-3\phi$  à  $0,75\phi$  (8 mm à  $\sim 0,5$  mm) mais la plupart des échantillons ont un  $Md_{\phi}$  proche de  $0\phi$  (1 mm). Par opposition aux échantillons provenant de ces secteurs, ceux appartenant au maar Tito ne se regroupent pas mais ont plutôt des caractéristiques propres à chacun :  $Md_{\phi}$  varie de  $-5,2\phi$  à  $-0,2\phi$  ( $\sim 31,5$  mm à  $\sim 1$  mm). Toutefois, dans l'ensemble, ces échantillons sont plus grossiers que les échantillons provenant de la région de la Laguna Potrok Aike et surtout que ceux du complexe des deux maars avec un  $Md_{\phi}$  variant principalement entre  $-5,25\phi$  et  $-3,5\phi$  (31,5 mm à  $>8$  mm environ).

La valeur du tri<sup>5</sup> ( $\sigma_{\phi}$ ) pour chacun de ces échantillons d'origine volcanique, est variable allant d'environ 0,7 à 2,6 (très bien trié à mal trié) (Figure 3.13b). La plupart des échantillons, tous secteurs confondus, sont bien triés ( $\sigma_{\phi}$  compris entre 1 et 2). Concernant les échantillons provenant du maar Tito, en plus de montrer certaines hétérogénéités en termes de granulométrie, le tri est très variable d'un échantillon à l'autre allant de bien trié ( $\sigma_{\phi}=1,1$ ) à mal trié ( $\sigma_{\phi}=2,6$ ). Suivant le mode de mise en place des dépôts pyroclastiques en fonction de leur granulométrie et de leur tri, des champs ont été tracés permettant ainsi l'identification du mode de déposition des échantillons d'origine pyroclastique (Walker, 1971, 1973). A première vue la grande majorité des échantillons provenant des différents secteurs tombent à la fois dans le champ des retombées et des courants pyroclastiques de faible densité (« *surges* ») ce qui semble typique des dépôts pyroclastiques des maars (Prata, 2012). Seuls trois échantillons provenant du maar Tito sont hors champs, un échantillon provenant de la région de la Laguna Potrok Aike est exclusivement dans le champ des retombées et un seul échantillon de ce secteur partage les trois champs différents.

Deux échantillons (PAVF-001 et PAVF-005) d'origine non volcanique ont aussi été analysés par comparaison. L'échantillon PAVF-001, prélevé dans un dépôt du secteur nord-nord-est de la Laguna Potrok Aike, est d'origine glaciaire. La distribution granulométrique reflète une gamme de taille très large allant de  $-6,5\phi$  à  $\sim 7\phi$  ( $\sim 128$  mm à  $0,0078$  mm), différant ainsi de toutes les autres courbes de distributions granulométrique sur ce graphique et a le plus mauvais tri ( $\sigma_{\phi} = 2,9$ ) parmi tous les échantillons analysés (Figure 3.13).

---

<sup>5</sup> Qualificatifs de tri selon Cas et Wright (1987).

L'échantillon PAVF-005, provenant d'un dépôt dans la partie sud-est de la Laguna Potrok Aike, provient quant à lui de la formation de Santa Cruz. Cet échantillon est non seulement le plus fin analysé ( $Md_{\phi} = 1$  soit 0,5 mm) mais il est aussi le mieux trié de tous ( $\sigma_{\phi} = 0,5$ ).

Ces données préliminaires donnent un aperçu général du type de dépôts rencontrés et mettent en évidence la difficulté à identifier le mode de mise en place des dépôts pyroclastiques sur la seule base de la granulométrie. Une étude approfondie des dépôts comme l'observation de structures internes ainsi que l'identification de la composition des fragments est nécessaire.

## 3.6 Sites d'étude

Dans cette section seront présentés en détail chacun des sites étudiés appartenant au champ volcanique Pali Aike. Les observations de terrain, associées aux analyses granulométriques, permettront une interprétation de la nature et de la mise en place des dépôts.

### 3.6.1 Le maar Tito

Le maar Tito est une dépression elliptique peu profonde d'environ 1,2 km N-S et 1 km E-W, partiellement occupé par un lac (Figure 3.14). Ce maar est situé à environ 70 km à l'est de la Laguna Potrok Aike, dans la partie SE du champ volcanique Pali Aike (Figure 3.2). Le long de la route nationale 3, les dépôts phréatomagmatiques appartenant à la partie proximale de l'anneau de dépôts pyroclastiques sont exposés sur environ 150 m de long et 3 m d'épaisseur. De loin, on remarque l'aspect planaire et continu des lits pyroclastiques, et la couleur orange-brun due à l'abondance de palagonite dans les lits plus fins (Figures 3.15a, 3.15b, 3.15c).

Cet affleurement a, dans un premier temps, été documenté par Haller et Németh (2006). Ils ont identifié deux principaux types de lithofaciès. Tout d'abord, le faciès L1 regroupe les lits à grains fins, essentiellement composés de cendres et/ou de lapillis, avec des laminations/lits entrecroisés et parfois des dunes de cendres grises (Figure 3.15c). Puis, le faciès L2 regroupe les lits à lapillis riches en bombes (Figure 3.15d) et en blocs lithiques qui sont principalement des fragments basaltiques provenant des coulées de lave du champ volcanique Pali Aike et du matériel dérivé de till glaciaire (Figure 3.15e).

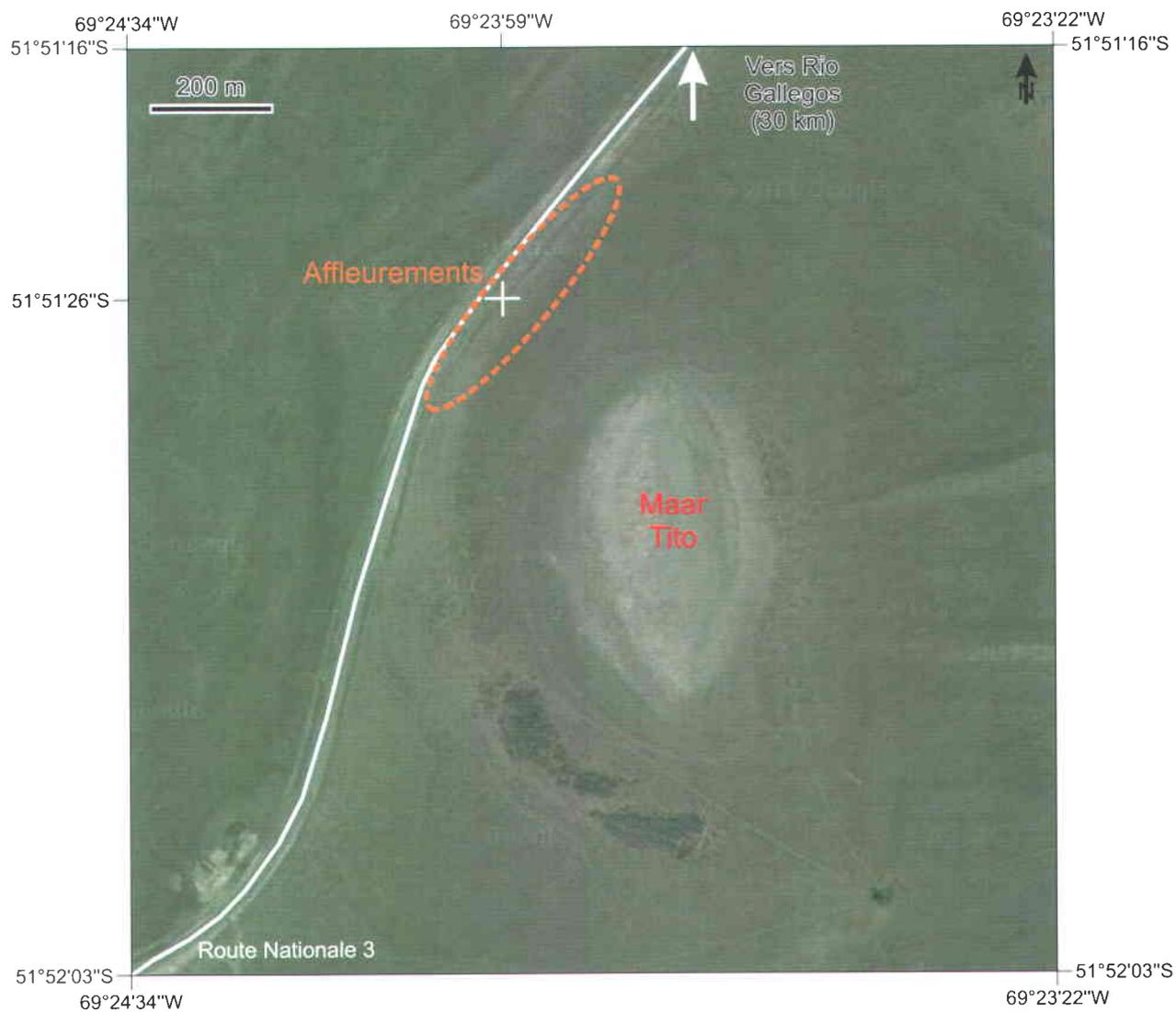


Figure 3.14. Vue aérienne du maar Tito (Imagerie ©2013 TerraMetrics, Données cartographiques ©2013 Inav/Geosistemas SRL, Mapcity, Google).

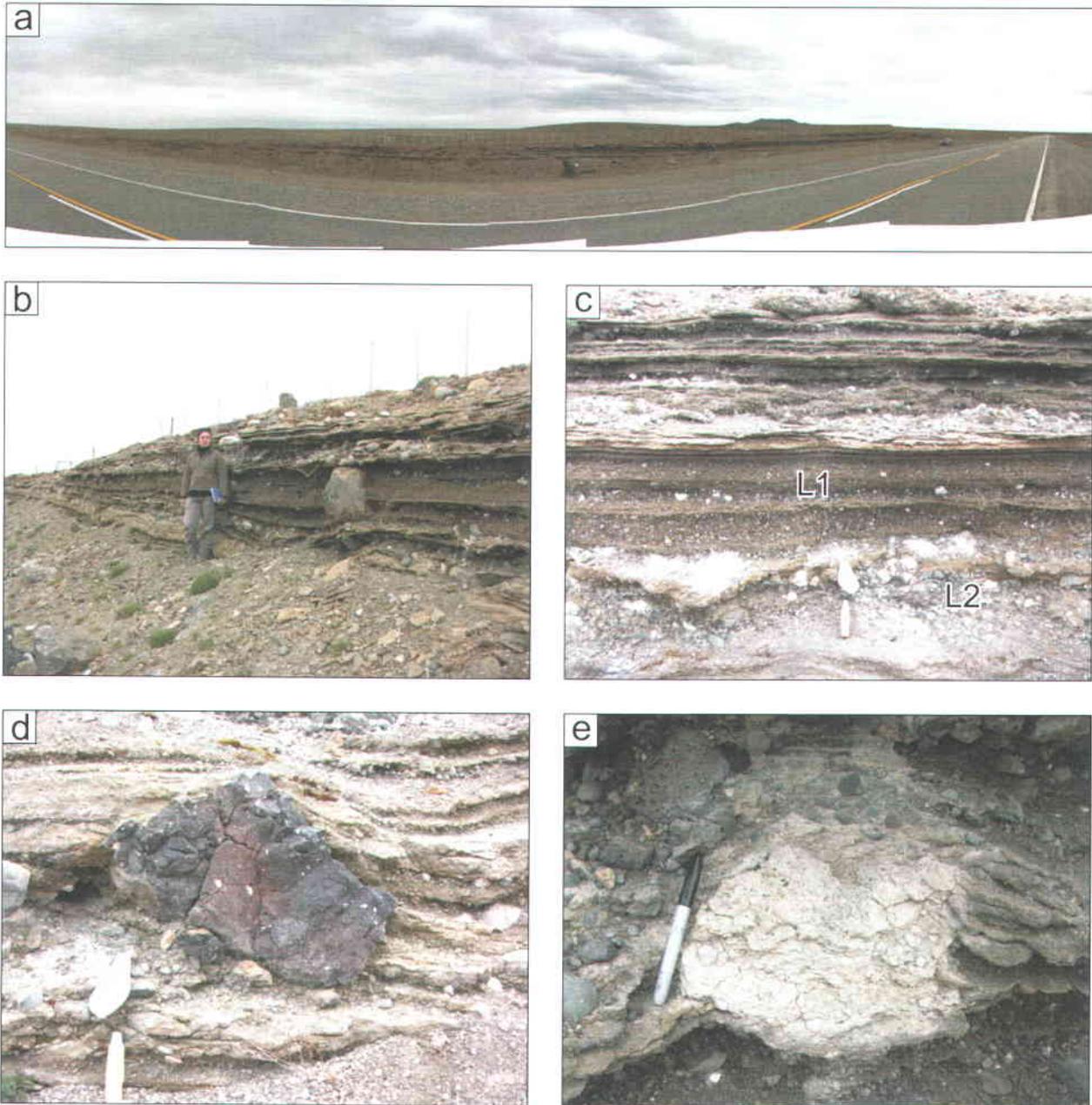


Figure 3.15. Affleurement des dépôts phréatomagmatiques du maar Tito. (a) Vue panoramique. (b) Vue d'ensemble sur les dépôts pyroclastiques. (c) Vue centrée sur quelques lits montrant les différents lithofaciés L1 et L2. (d) Bombe volcanique. (e) Gros fragment lithique de moraine.

Les plus jeunes couches pré-maar sont ainsi les mieux représentées dans la population des fragments lithiques. Haller et Németh (2006) ont interprété les lits du faciès L1 comme étant le résultat d'une interaction eau-magma très énergétique avec un événement majoritairement ouvert, contrairement aux lits grossiers du faciès L2.

Afin de compléter l'étude préliminaire menée par Haller et Németh (2006), une section stratigraphique de la séquence de dépôts pyroclastiques a été réalisée au centre de l'affleurement (Figure 3.16). 66 couches, d'épaisseur variable allant de quelques cm à 35 cm, ont été identifiées et sept échantillons ont été prélevés à différents niveaux stratigraphiques, indiqué sur la figure 3.16, pour une analyse compositionnelle et granulométrique.

Cinq de ces échantillons (PAVF-105C, -105F, -106A, -106C et -106D) proviennent de dépôts non-consolidés et deux (PAVF-105D et PAVF-106B), pour lesquels des lames minces ont été fabriquées (Figure 3.17), proviennent de dépôts consolidés. La description de chacun de ses échantillons ont été reporté dans les tableaux 3.1 et 3.2.

L'observation des différents dépôts qui constitue cet affleurement révèle une variation en termes de granulométrie et de composition d'une couche à l'autre. De manière générale, la proportion en fragments lithiques, dans la fraction des lapillis et des blocs/bombes, peut varier de quelques pourcents à environ 45% (Figures 3.15b, 3.15c, 3.16; Tableaux 3.1, 3.2). Ces fragments lithiques, de taille millimétrique à métrique, sont de nature variée : grès multiples, quartz, granitoïdes, basaltes lithiques, fragments de till. Leur forme est variable, les fragments de basalte étant plutôt anguleux alors que les cailloux glaciaires ont principalement une forme ovoïde présentant des cassures. La fraction juvénile se compose de fragments basaltiques peu à fortement vésiculaires et de bombes volcaniques en choux-fleurs ou en croûte de pain (Figure 3.15c, Tableaux 3.1, 3.2). Certains de ces fragments juvéniles ont incorporé des fragments lithiques. En lame mince, les fragments juvéniles montrent un degré de vésicularité variable au sein d'un même échantillon. Ceux-ci sont vitreux avec des phénocristaux et/ou des petits cristaux d'olivine. On distingue deux types de verres basaltiques : la tachylite et la sidéromélane. Cette dernière étant très souvent altérée en palagonite. À l'œil nu les fragments juvéniles montrent souvent une couche externe de couleur ocre et parfois à l'intérieur aussi. En lame mince, les fragments de sidéromélane sont pour la plupart partiellement ou complètement altérés en palagonite. Concernant les fragments de tachylite, une couche boueuse ocre vient colmater leurs contours irréguliers pouvant faire croire à une altération en palagonite au premier abord (Figure 3.17).

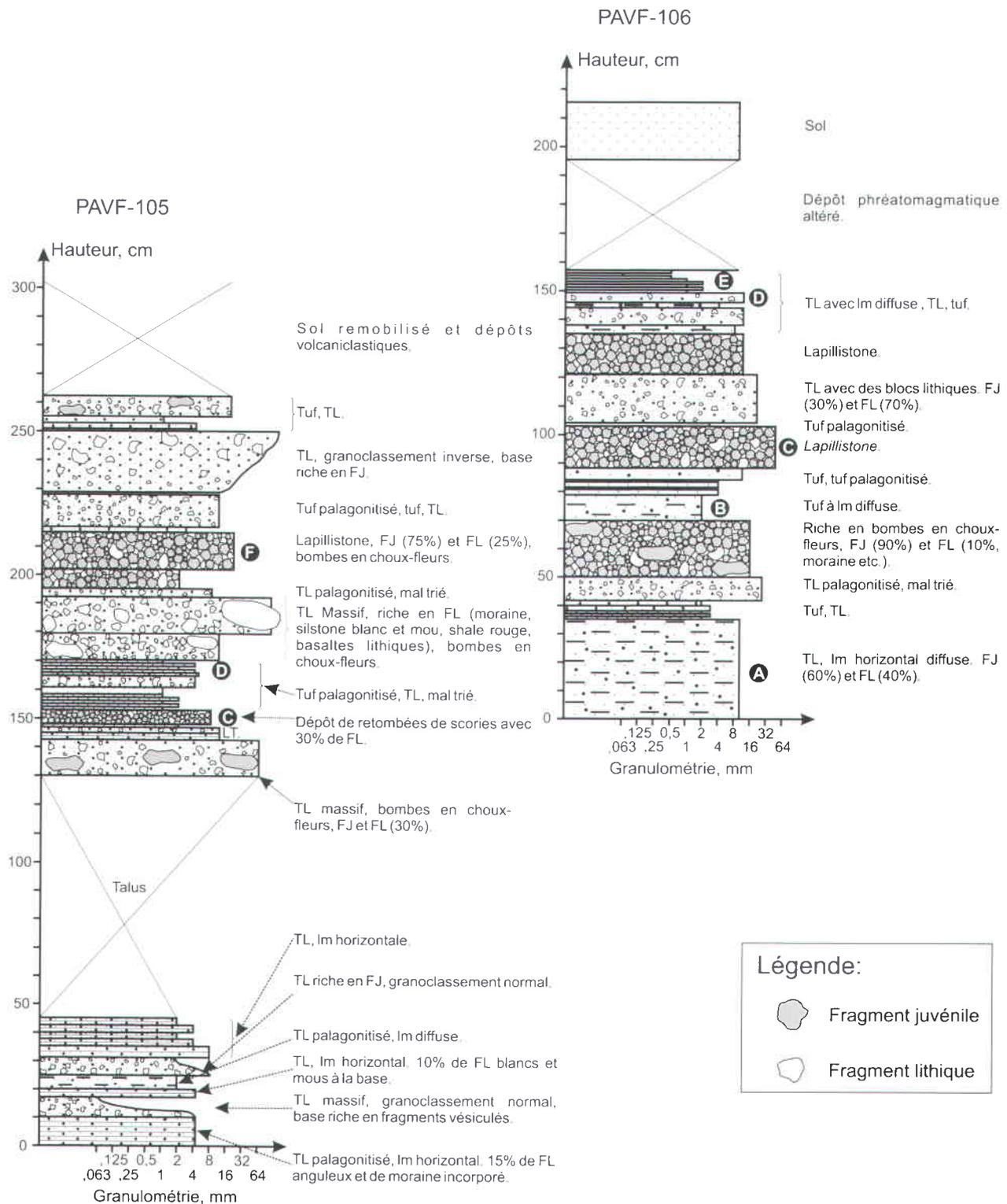


Figure 3.16. Sections stratigraphiques des dépôts phréatomagmatiques du maar Tito. Les stations PAVF-105 (à gauche) et PAVF-106 (à droite) sont espacées de 42 m latéralement. Aucun regroupement entre les lits à la jonction entre les deux sections n'a pu être établi. TL = tuf à lapillis; FJ = fragment juvénile, FL = fragment lithique et lm = lamination. Les échantillons prélevés sont identifiés par une lettre encadrée.

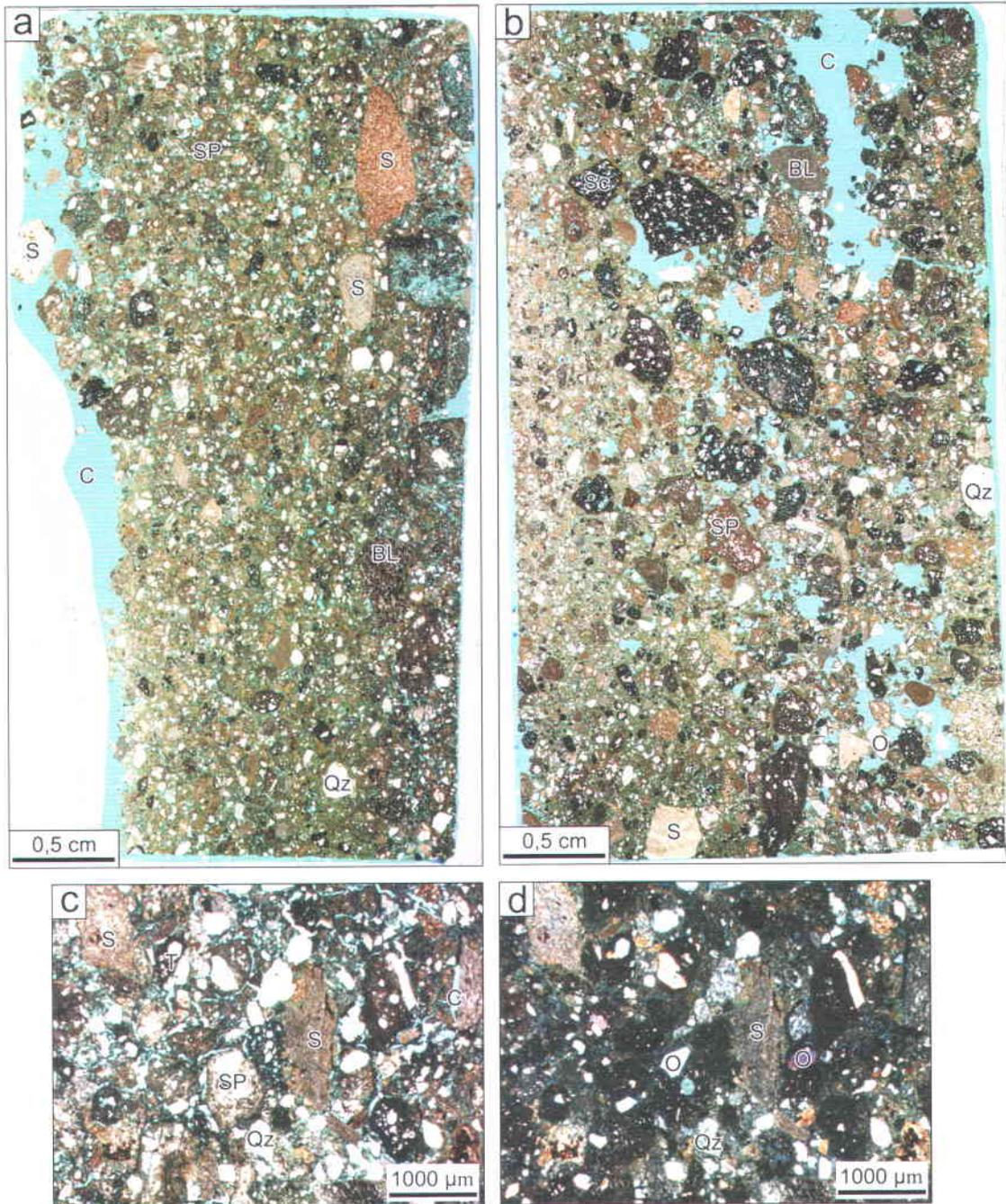


Figure 3.17. Pétrographie des échantillons consolidés du maar Tito. (a) Image numérisée de la lame mince PAVF-105D. Ce tuf à lapillis fin est riche en fragments lithiques d'origine sédimentaire (grès, arrondis et brisés, et quartz mono- et poly-cristallin) et dans une moindre mesure en basaltes lithiques. Quelques scories noires sont présentes ainsi qu'une plus grande proportion en fragments juvéniles de sidéromélane palagonitisée. (b) Image numérisée de la lame mince PAVF-106B. On retrouve les mêmes composants que PAVF-105D mais plus grossiers notamment en raison de la plus forte présence de scories noires et de sidéromélane palagonitisée peu à modérément vésiculaire. Dans les deux échantillons, les cristaux libres sont principalement des olivines. (c), (d) Microphotographies provenant de la lame mince PAVF-105D respectivement en lumière polarisée non analysée et en lumière polarisée analysée. BL = basalte lithique, C = colle, O = olivine, Qz = quartz, Sc = scorie, S = sédiment, SP = sidéromélane palagonitisée, T = tachylite.

Tableau 3.1 : Descriptif des échantillons meubles prélevés dans les dépôts phréatomagmatiques du maar Tito.

Échantillon	Granulométrie	Fragments lithiques (31,5 mm à 63 µm)		Fragments juvéniles (31,5 mm à 63 µm)		Interprétation
		%	Nature et forme des fragments	%	Vésicularité et aspect des fragments	
PAVF-105C	TL	30	Fragments anguleux blancs de moraine. Quelques fragments subanguleux à subarrondis et brisés de basaltes lithiques, de grès fin beige et de granites	70	Fragments modérément vésiculaires de couleur ocre en surface et noirs à l'intérieur ou entièrement noirs	Phréatomagmatique
PAVF-105F	TL	25	Fragments subanguleux à subarrondis et brisés de basaltes lithiques, de grès fin beige et de granitoïdes	75	Fragments modérément vésiculaires de couleur noire	Phréatomagmatique
PAVF-106A	TL	40	Fragments subanguleux à subarrondis et brisés de basaltes lithiques, de grès fin beige et de granitoïdes. Rares fragments blancs anguleux de moraine	60	Fragments peu à modérément vésiculaires essentiellement de couleur noire	Phréatomagmatique
PAVF-106C	TL grossier	45	Fragments subanguleux à subarrondis et brisés de basaltes lithiques (jusqu'à 6 cm), de grès fin beige et de <i>shale</i> rouge	55	Fragments modérément à fortement vésiculaires essentiellement ocre en surface et noirs à l'intérieur	Phréatomagmatique
PAVF-106D	TL	40	Fragments subanguleux à subarrondis et brisés de basaltes lithiques, de grès fin beige et de granitoïdes	60	Fragments modérément à fortement vésiculaires, ocres en surface et noirs à l'intérieur ou entièrement noirs	Phréatomagmatique

\* Basé sur l'observation du matériel non-consolidé.

Tableau 3.2 : Descriptif des échantillons consolidés prélevés dans les dépôts phréatomagmatiques du maar Tito<sup>\*</sup>.

Échantillon	Granulométrie	Fragments lithiques		Fragments juvéniles		Cristaux libres		Matrice	Interprétation
		%	Nature et forme des fragments	%	Vésicularité et aspects des fragments	%	Nature		
PAVF-105D	TL	36	Quartz mono- et poly-cristallin (35%). Fragments anguleux et arrondis mais brisés de grès variés, de basaltes lithiques et de granitoïdes	48	Rares scories noires, fragments noirs peu vésiculaires et fragments peu vésiculaires de sidéromélane palagonitisés	5	Olivines et feldspaths	11 %	Phréatomagmatique
PAVF-106B	TL	30	Quartz mono- et polycristallin (28%). Fragments anguleux et arrondis mais brisés de grès variés, de basaltes lithiques et de granitoïdes	60	Quelques scories noires, quelques fragments noirs peu vésiculaires et quelques fragments peu vésiculaires de sidéromélane palagonitisée	1	Olivines et feldspaths	9 %	Phréatomagmatique

\* Basé sur l'observation des lames minces. TL = Tuf à lapillis.

Une analyse compositionnelle globale ainsi qu'en fonction des classes granulométriques a été obtenue pour les échantillons consolidés PAVF-105D et PAVF-106B (Figures 3.18 et 3.19). L'échantillon PAVF-105D a une proportion en fragments juvéniles (~50%vol) composés essentiellement de fragments de sidéromélane palagonitisée (~40%vol), comparable à la proportion en fragments lithiques (~40%vol) (Figure 3.18, Tableau 3.3). L'échantillon PAVF-106B a une proportion de fragments juvéniles, composés de fragments de tachylite et de sidéromélane palagonitisée dans des proportions similaires (~30%vol et ~40%vol respectivement), plus importante que la proportion en fragments lithiques (~40%vol) (Figure 3.18, Tableau 3.3). Dans les deux cas, la proportion en fragments de sidéromélane diminue avec la taille des particules et ce comportement est aussi observable pour les fragments de tachylite mais plus particulièrement pour l'échantillon PAVF-106B où ils sont plus abondants (Figure 3.19). Quant aux cristaux libres, ils sont présents en très faible proportion dans l'échantillon PAVF-106B par rapport à l'échantillon PAVF-105D.

En termes de granulométrie, cet affleurement expose des lits plus ou moins grossiers et plus ou moins bien triés. Une analyse granulométrique a été effectuée sur les sept échantillons prélevés et les résultats sont présentés aux figures 3.13, 3.18 et 3.19. Ces échantillons sont plus ou moins grossiers ( $Md_{\phi}$  varie de -5,2 soit ~31,5 mm, échantillon PAVF-106C, à 0,2 soit ~1 mm, échantillon PAVF-105D) et couvrent une gamme de taille généralement relativement restreinte (Figures 3.13, 3.18). Les histogrammes obtenus pour les échantillons consolidés PAVF-105D et PAVF-106B montrent une distribution polymodale avec par conséquent une ou plusieurs classes granulométriques dominantes indiquant un possible recyclage du matériel (Figure 3.19). La plupart de ces échantillons sont bien triés et seul deux échantillons (PAVF-105C et PAVF-106A) sont mal triés (Figures 3.13, 3.18). Ces données granulométriques associées au tri permettent de positionner ces échantillons dans des champs selon la nature de leur mise en place. Trois des échantillons (PAVF-105C, -106A et -106C) tombent hors champs tandis que les autres échantillons tombent à la fois dans le champ des retombées et des dépôts pyroclastiques de faible densité (Figure 3.13).

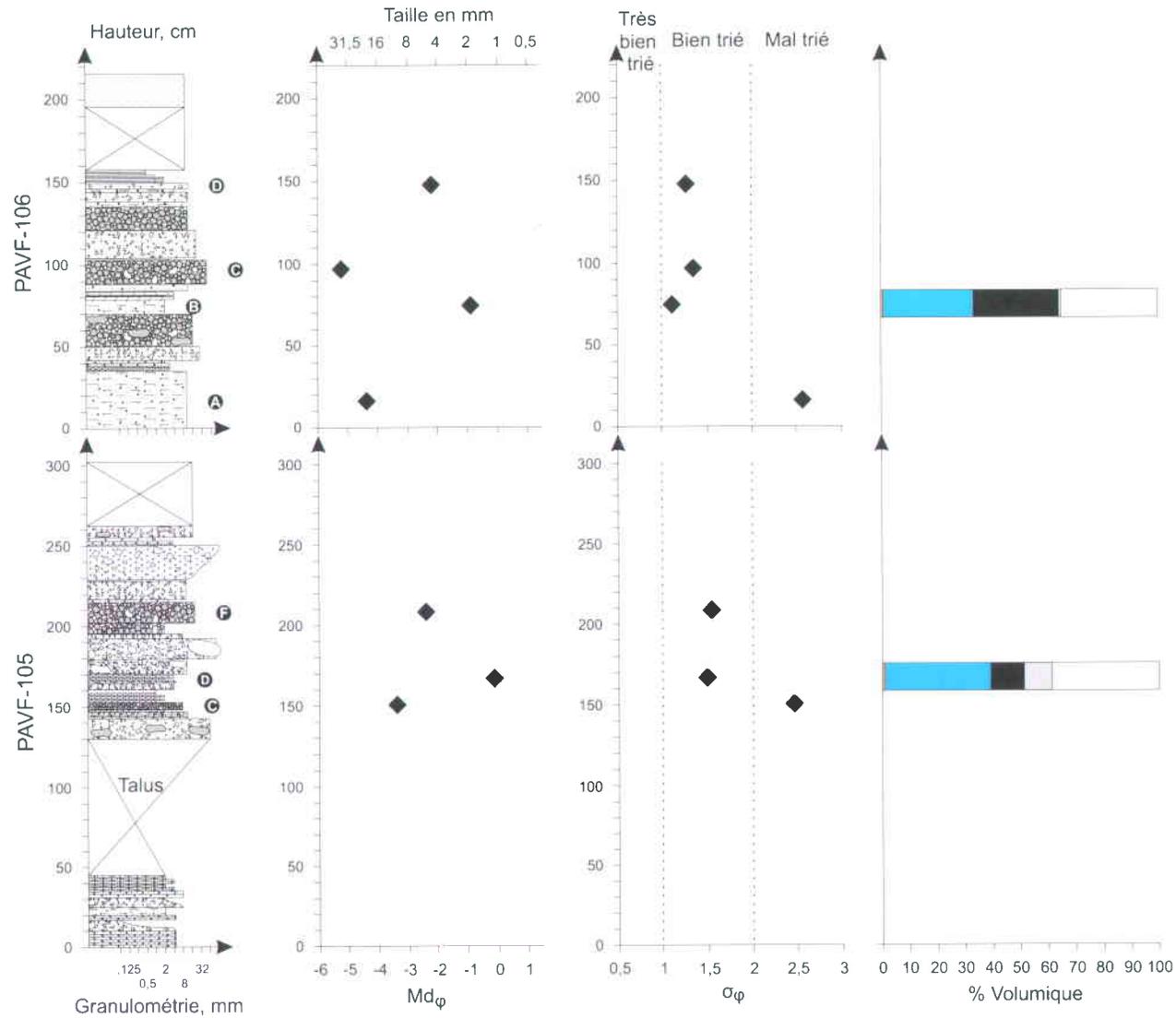


Figure 3.18. Variation verticale des paramètres de granulométrie (diamètre médian,  $Md_\phi$  et tri,  $\sigma_\phi$ ) et de la composition pour les sections stratigraphiques provenant des dépôts phréatomagmatiques du maar Tito. La composition a été déterminée seulement pour les échantillons consolidés. Les figurés utilisés pour les variations de composition sont identiques à ceux des histogrammes de distribution granulométrique. Classement du tri selon Cas et Wright (1987).

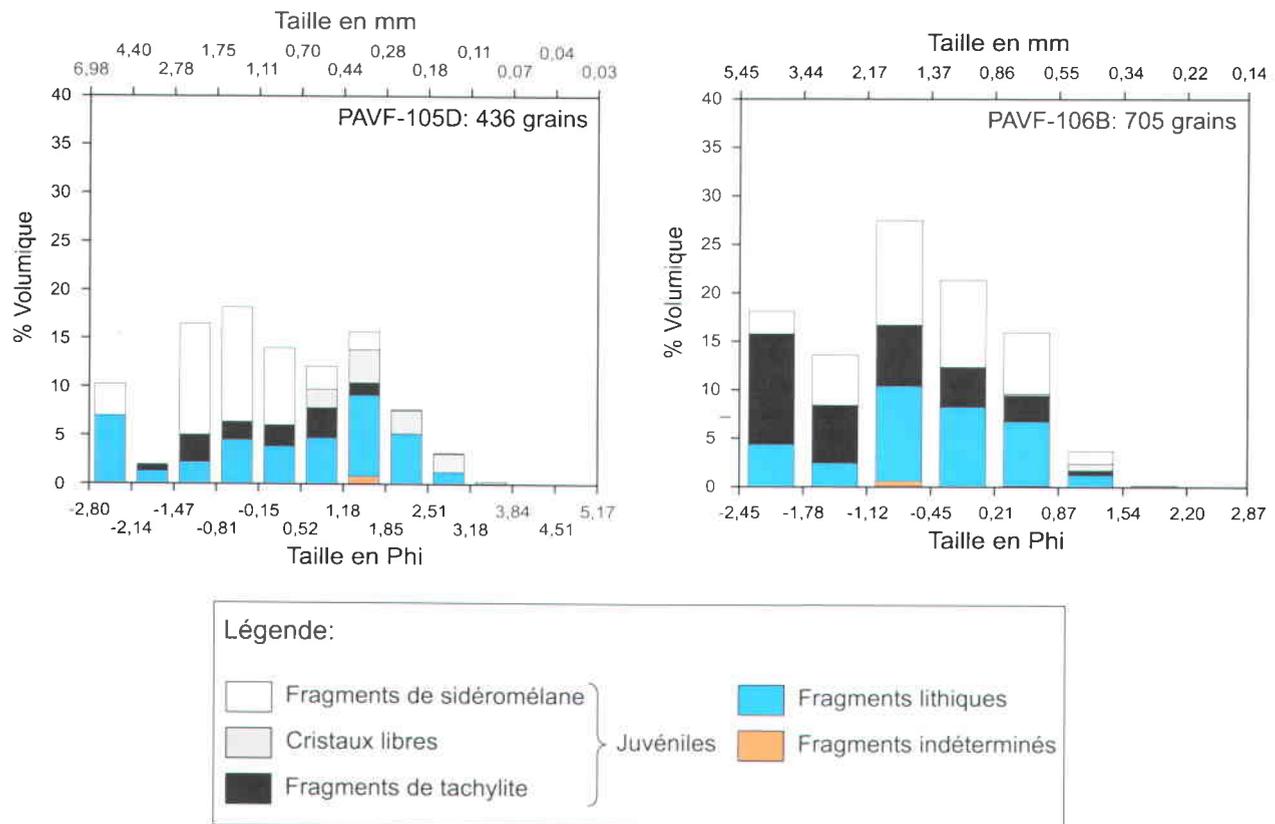


Figure 3.19. Distribution granulométrique et composition pour deux échantillons provenant de dépôts phréatomagmatiques consolidés du maar Tito, basée sur la méthode de traitement d'images et stéréologie. Les classes granulométriques sont contrôlées par la taille du plus gros fragment dans chaque échantillon.

**Tableau 3.3 : Composition pour chacun des échantillons consolidés pour le maar Tito, les maars Est et Ouest et le maar Potrok Aike.**

Site/ Échantillon	Fragments indéterminés (%)	Fragments lithiques (%)	Cristaux libres (%)	Fragments de tachylite (%)	Fragments de sidéromélane (%)
<b>Maar Tito</b>					
PAVF-105D	0,8	38	10	12	39
PAVF-106B	0,7	32	1	31	35
<b>Maar Est</b>					
PAVF-011	0	6	8	37	49
PAVF-017	0	22	3	49	26
PAVF-021A	2	24	5	47	22
PAVF-021B	2	22	19	40	17
PAVF-021C	1	25	5	19	50
PAVF-021E	2	25	25	32	16
PAVF-021F	3	34	13	40	10
<b>Maar Ouest</b>					
PAVF-045A	0	16	9	14	61
PAVF-045B	1	17	7	23	52
<b>Potrok Aike</b>					
PAVF-078	0	19	4	14	63
PAVF-079A	0	31	13	24	32
PAVF-079B	0	36	11	45	8
Test-PAVF-048D	1	23	2	25	49

\* Basé sur la méthode d'analyse d'images et de stéréologie (voir chapitre 2).

Les nouvelles observations, apportées par cette étude, associées au travail de Haller et Németh (2006) indiquent bien que les dépôts que constituent l'affleurement étudié sont majoritairement d'origine phréatomagmatique se caractérisent par la présence (i) de fragments juvéniles variablement vésiculaires de tachylite et de sidéromélane palagonitisée, (ii) de fragments lithiques et (iii) de cristaux libres. D'autres évidences pour une origine phréatomagmatique sont la présence de « *bomb sags* », de bombes en choux-fleurs, de laminations entrecroisées à faible pendage, de chenaux et de dunes (Moore, 1967; Heiken, 1971; Schmincke et al., 1973; Dellino et la Volpe, 2000).

Le mode de mise en place de ces dépôts est quant à lui plus difficile à identifier : en effet, le tri généralement bon de la plupart des échantillons associé à leur valeur de  $Md_{\phi}$  positionnent ces échantillons à la fois dans le champ des retombées et dans le champ des courants pyroclastiques de faible densité ou même pour certains hors champ. Suivant la présence ou non de structures internes, le dépôt sera plus à même d'avoir été mis en place par un courant pyroclastique que par une retombée, respectivement. Une mise en place alliant à la fois ces deux mécanismes de déposition peut toutefois être possible expliquant ainsi certaines observations telles que la présence de laminations diffuses.

Des évidences de recyclage de matériel ont aussi été mises en évidence lors de l'analyse granulométrique avec l'obtention de distributions polymodales.

Enfin, les analyses compositionnelles ont révélé dans la plupart des cas une diminution de la proportion en fragments juvéniles de sidéromélane palagonitisée vers les fines alors qu'une augmentation serait attendue étant donné la facilité qu'ont les plus petits fragments à s'altérer. Cependant, en raison de la difficulté à identifier les plus petits fragments, l'analyse granulométrique ne prend pas en compte les plus petites classes granulométriques ce qui induit un biais sur les résultats. Une hypothèse serait alors que cette proportion de fragments de sidéromélane palagonitisée « manquante » existe dans ces dépôts sous forme de poussières dans la matrice. Qui plus est, la couleur brunâtre de la matrice semble indiquer la présence de palagonite.

### 3.6.2 Le complexe des maars imbriqués

Ce complexe volcanique se situe à environ 14,5 km du maar Potrok Aike en direction ENE, et a été très brièvement décrit par Haller et al. (2006). Un article sur ce complexe a été publié par Ross et al. (2011), et les éléments descriptifs de cet article sont repris ici avec de nouvelles données concernant la granulométrie et la composition des dépôts pyroclastiques étudiés.

La vue aérienne montre que le complexe volcanique se compose principalement de deux cratères imbriqués alignés sur un axe E-W, soient le maar Est, partiellement occupé par un lac salin appelé informellement la Laguna del Ruido, et le maar Ouest, plus large mais moins profond, qui contient la Laguna Salsa (Figure 3.20). Le complexe contient aussi les dépôts d'une activité explosive magmatique, plus tardive, d'importance mineure, alignés sur un même axe E-W : les restes d'un cône de scories/« *spatter* » en forme de croissant dans le maar Ouest, et un dépôt plus ou moins circulaire de « *spatter* » centré sur le complexe.

#### a) Le maar Est

Le cratère Est a une forme elliptique (1,40 km E-W, 1,28 km N-S) et est entouré par un anneau complet de dépôts pyroclastiques. Dans les parois internes du cratère, l'étude de certains affleurements a permis de retracer l'histoire éruptive de ce maar. Tout d'abord, il a été possible d'identifier la transition entre la séquence pré-maar et les dépôts phréatomagmatiques sur le côté sud du cratère impliquant qu'il s'agit bien ici d'un maar dont le cratère est inscrit dans la surface pré-éruptive. À la station PAVF-025 on reconnaît aisément un dépôt de retombées pyroclastiques de 70 cm d'épaisseur, se composant de scories bien triées légèrement oxydées (Figure 3.21a, 3.21b) interprété comme le produit d'une éruption explosive magmatique. Ce dépôt est recouvert par une coulée de lave basaltique pré-maar d'une épaisseur de 4,5 m (« clb » sur la figure 3.22). Cette coulée présente des fractures, une altération en peau d'oignons, et est riche en nodules péridotitiques (Figure 3.21c) faisant jusqu'à 20 cm de long. De même, au nord du maar, à la station PAVF-035 (Figure 3.20), une coulée de lave vésiculaire (10% de vésicules jusqu'à 1 cm) de 5 m d'épaisseur, sans nodules péridotitiques est exposée à une altitude similaire. Cela implique une étendue importante de laves basaltiques pré-maar au niveau de ce complexe : on peut imaginer une région couverte de coulées de basalte avant le début de l'excavation du cratère. Ces basaltes surmontent des dépôts glaciaires.

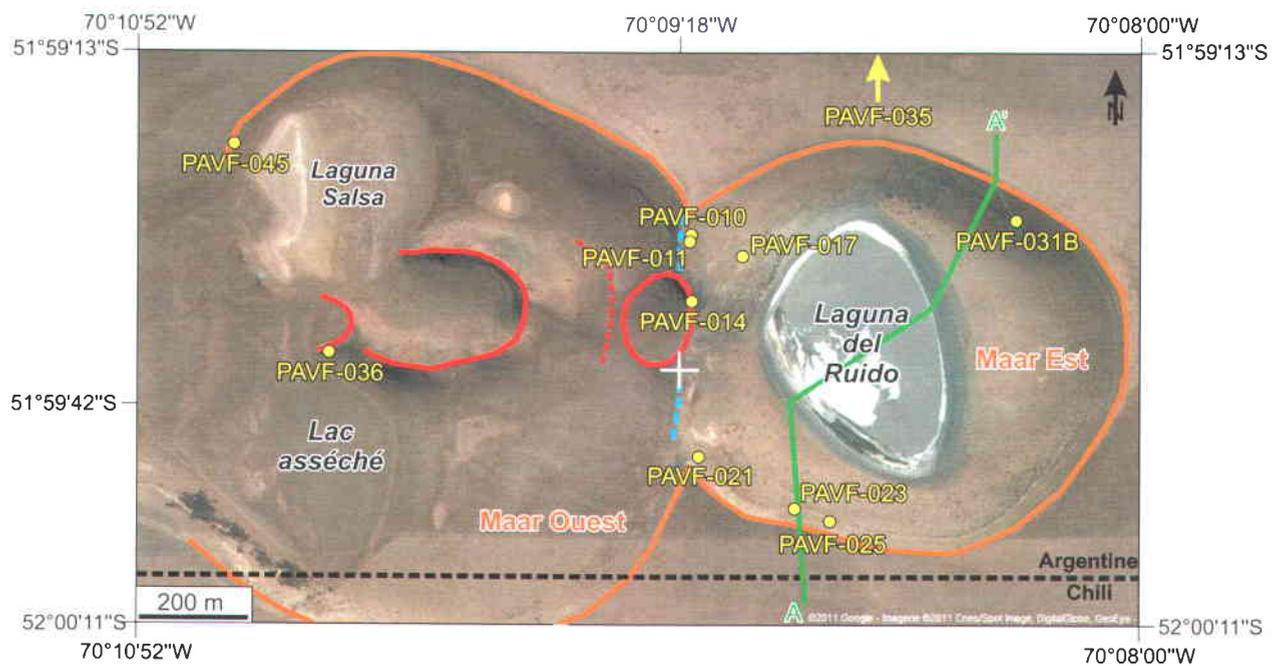


Figure 3.20. Vue aérienne du complexe des deux maars imbriqués (Imagerie ©2013 TerraMetrics, Données cartographiques ©2013 Inav/Geosistemas SRL, Mapcity, Google). Les tracés orange identifient la crête des anneaux de dépôts pyroclastiques des maars Ouest et Est et les tracés rouges les édifices d'origine magmatique. Les stations mentionnées dans le texte, en jaune, sont localisées ainsi que le tracé du profil topographique A-A'.

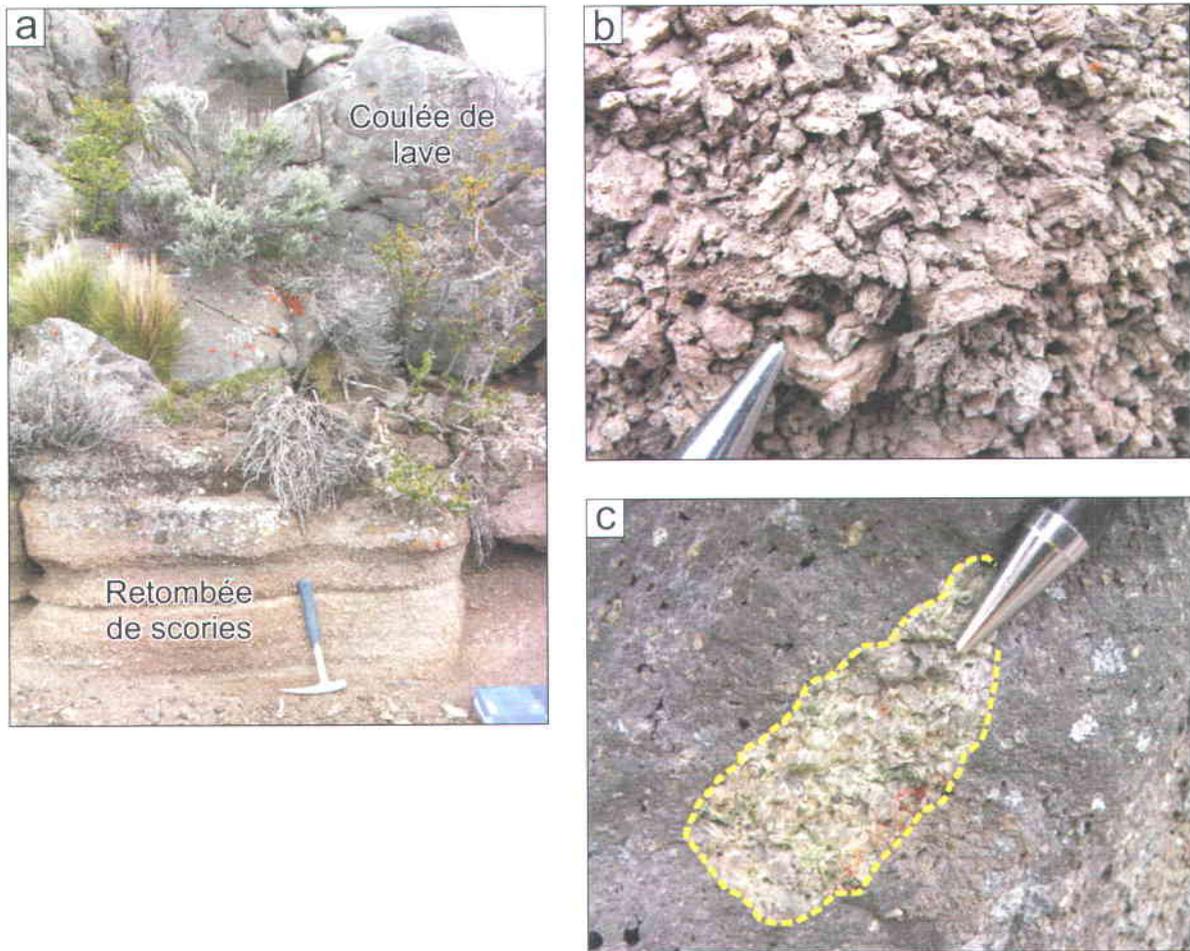


Figure 3.21. Séquence pré-maar au complexe des deux maars imbriqués. (a) Vue sur la transition entre le dépôt de retombées de scories et la coulée de lave pré-maar. (b) Vue rapprochée du dépôt de retombée de scories à l’affleurement PAVF-025. (c) Nodule péridotitique dans la coulée de basalte pré-maar à la station PAVF-023.

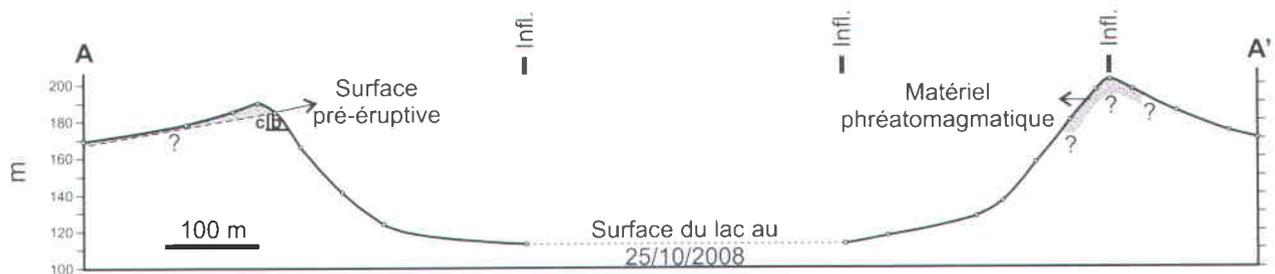


Figure 3.22. Profil topographique A-A' du maar Est. Profil réalisé le long d'un axe N-S (voir Figure 3.16) par GPS différentiel. L'exagération verticale est de 200% et l'altitude est basée par rapport à la surface de la mer. Infl. = point d'inflexion du profil, clb = coulée de lave basaltique.

Un profil topographique a été obtenu par GPS différentiel grâce à la collaboration de Pierre Kliem de l'Université de Brême (Allemagne). Le tracé est montré à la figure 3.20 et le profil à la figure 3.22. La profondeur du cratère par rapport au niveau du lac est de 89 m; immédiatement suite à l'éruption, le cratère devait être plus profond. Quant à l'épaisseur des dépôts syn-maar, une épaisseur de 30 m a été estimée, au niveau du point A' du profil, sachant qu'il s'agit d'une épaisseur minimale : à cet endroit du profil, non seulement il n'est pas possible d'identifier la base de ces dépôts mais, qui plus est, le sommet de ces dépôts a probablement été significativement érodé. Il semblerait qu'en dehors de la jonction entre les deux maars, la partie la plus à l'est de l'anneau soit la plus épaisse étant donné la prédominance de vents soufflant vers l'est dans cette région (Baruth et al., 1998; Mayr et al., 2007).

Les meilleurs affleurements de l'anneau phréatomagmatique sont regroupés dans la partie NW du cratère (stations PAVF-010 à -017) et dans la partie SW (PAVF-021) (Figure 3.20). Ceux de la partie NW sont en partie couverts de lichen et ont fait l'objet d'une visite rapide et d'un échantillonnage alors que celui de la partie SW, bien exposé, a été étudié en détail. Le reste de l'anneau pyroclastique est largement couvert de sol et de végétation.

#### *Secteur NW de l'anneau pyroclastique*

Le regroupement d'affleurements dans la partie NW montre des dépôts indurés, probablement à cause de la présence variable de palagonite. Il est souvent difficile d'identifier clairement la nature lithique ou juvénile des fragments basaltiques. L'affleurement de la station PAVF-010, non échantillonné, montre un dépôt composé de fragments lithiques, de nature et de forme variées, et de fragments juvéniles palagonitisés, qui pourrait être un dépôt de retombées ou de courants pyroclastiques de faible densité, possiblement d'origine phréatomagmatique (Figure 3.23a, Tableau 3.4). Le dépôt mal exposé de la station PAVF-011 montre une distribution polymodale avec plusieurs classes granulométriques dominantes (Figure 3.24). Il est bien trié ( $\sigma_\phi = 1,9$ ) et relativement peu grossier avec un  $Md_\phi$  de  $-0,9\phi$  (Figure 3.13). Il se compose d'une forte proportion en fragments juvéniles de l'ordre de 85%vol environ; ces derniers sont des fragments de tachylite (37%vol) et des fragments de sidéromélane altérées (49%vol); les proportions en fragments lithiques et en cristaux libres sont quant à elles faibles (6%vol et 8%vol respectivement) (Figures 3.23b, 3.25a, 3.26a; Tableaux 3.3, 3.4). Quant au dépôt de la station PAVF-017, sa distribution granulométrique est aussi polymodale mais moins complexe que celle de l'échantillon PAVF-011 (Figure 3.24). Son tri est bon ( $\sigma_\phi = 1,7$ ) et il est moins grossier que le dépôt à la station PAVF-011 avec un  $Md_\phi$  de  $-0,6\phi$  (Figure 3.13).



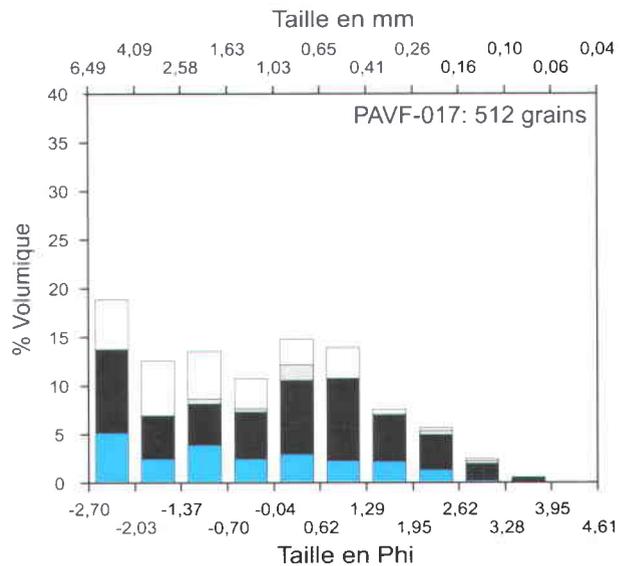
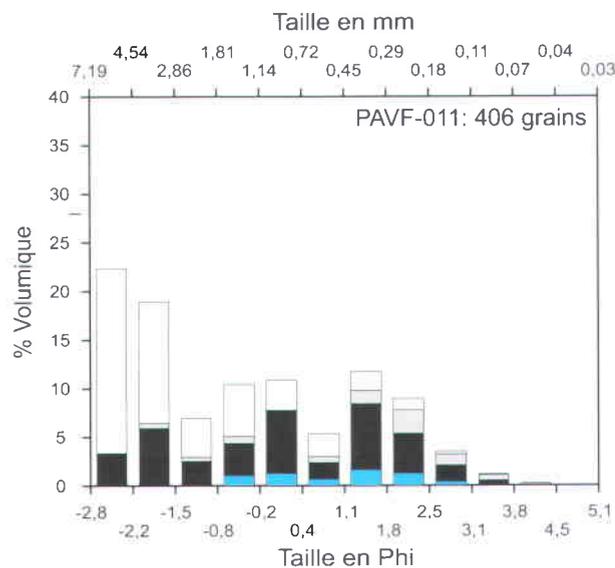
Figure 3.23. Affleurements de dépôts phréatomagmatiques dans la partie NW du maar Est. (a), (b) et (c) Vue sur les affleurements PAVF-010, PAVF-011 et PAVF-017 respectivement. (d) Vue rapprochée de l'affleurement PAVF-017. Ces dépôts phréatomagmatiques sont consolidés, due à la présence de palagonite, produit de l'altération de la sidéromélane, verre volcanique basaltique.

Tableau 3.4 : Descriptif des affleurements dans le secteur NW du maar Est du complexe des maars imbriqués.

Échantillon	Granulométrie	Épaisseur de l'affleurement	Litage et tri	Fragments lithiques		Fragments juvéniles		Cristaux libres		Matrice	Interprétation
				%	Nature et forme des fragments	%	Vésicularité et aspects des fragments	%	Nature		
PAVF-010	TL	~200 cm	Subhorizontal, assez diffus, lits de 20 à 60 cm d'épaisseur, mal trié	-	Basaltes lithiques (jusqu'à 13 cm), granites variés et fragments blancs d'origine glaciaire. 1% de nodules périclinitiques ≤ 5 cm	-	Fragments de sidéromélane palagonitisés peu vésiculaires (à petites vésicules ≤ 1mm)	-	-	-	Phréatomagmatique
PAVF-011	TL	~ 40 cm	Diffus, bien trié	4	Fragments subarrondis à arrondis de basaltes lithiques variés, de grès et de quartz mono- et poly-cristallin. Quelques nodules périclinitiques < 10 cm	76	Scories noires (35%), fragments peu à modérément vésiculaires de sidéromélane palagonitisés (41%)	5	Olivines, quelques feldspaths	15 %	Phréatomagmatique
PAVF-017	TL	~200 cm	Massif, bien trié	22	Fragments anguleux à subarrondis de basaltes lithiques variés, grès, quartz mono- et poly-cristallin	75	Scories noires et quelques fragments de tachylite très peu vésiculaires (49%); quelques fragments de sidéromélane palagonitisés et non palagonitisés fortement vésiculaires (26%)	3	Quelques olivines Rares feldspaths et quelques pyroxènes	Ciment	Phréatomagmatique

\* Basé sur l'observation des affleurements (PAVF-010, PAVF-011, PAVF-017) et des lames minces (PAVF-011, PAVF-017). TL = Tuf à lapillis.

Maar Est: secteur NW



Maar Ouest: secteur NW

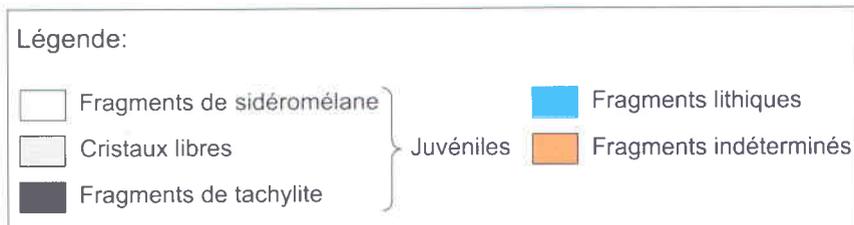
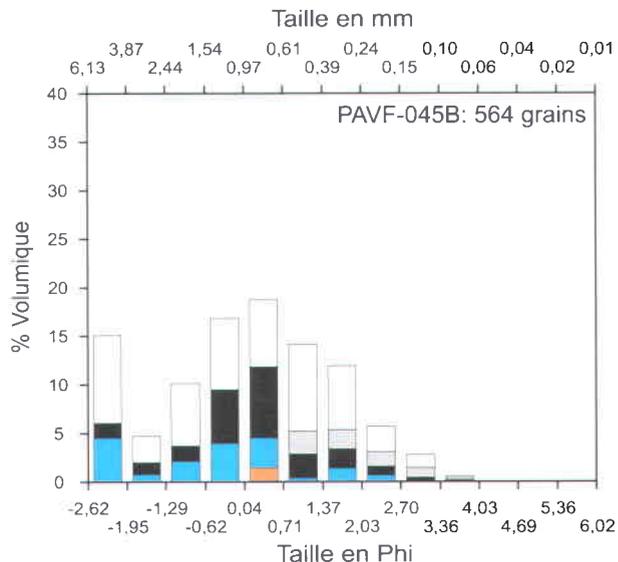
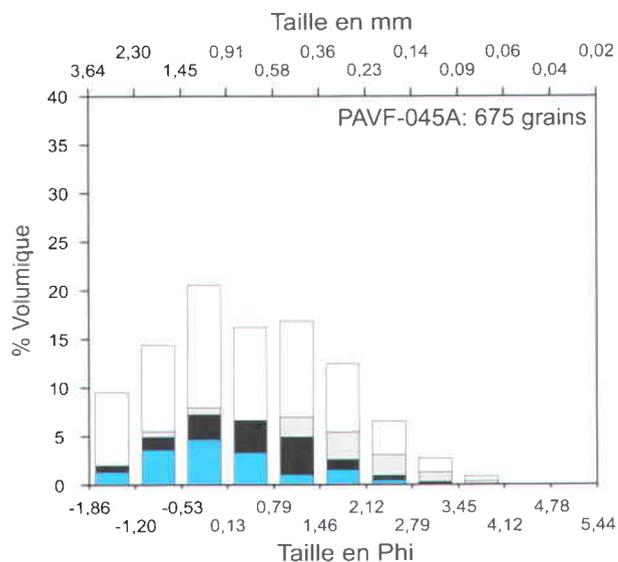


Figure 3.24. Distribution granulométrique et de composition pour les échantillons provenant du complexe des deux maars.

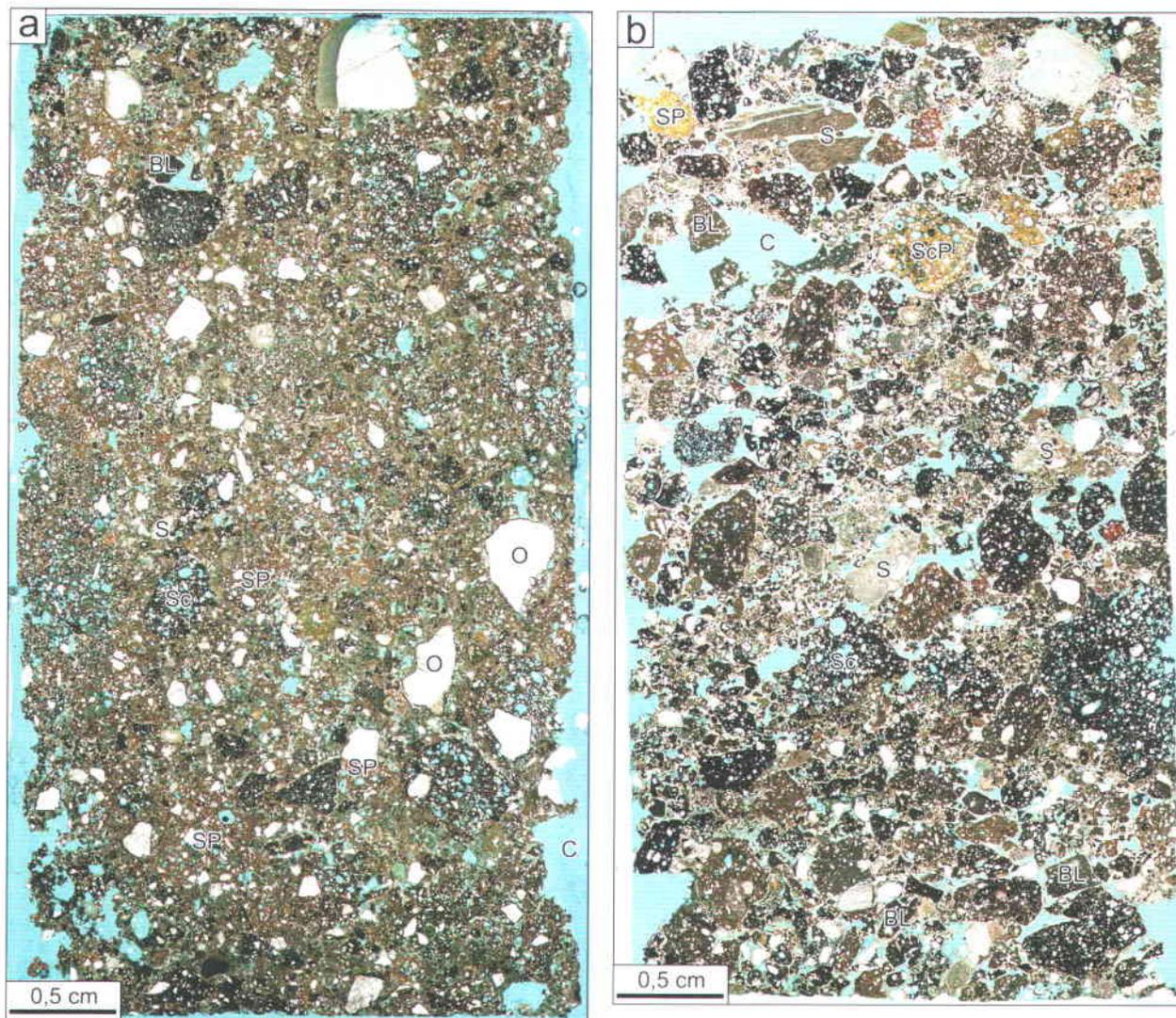


Figure 3.25. Pétrographie d'échantillons provenant de dépôts dans la partie NW du maar Est. (a) Image numérisée de la lame mince PAVF-011. Cet échantillon est riche en fragments de sidéromélane palagonitisés modérément vésiculaires. Les fragments lithiques sont de nature variée et de petite taille et les cristaux libres sont essentiellement des olivines. La matrice est faiblement cendreuse. (b) Image numérisée de la lame mince PAVF-017. Cet échantillon se compose principalement des mêmes composants mais ce dépôt est plus grossier et plus riche en scories. Les fragments lithiques regroupent des sédiments et des basaltes lithiques. La matrice est peu abondante mais un ciment de zéolites se trouve entre les fragments. Les cristaux libres sont essentiellement des olivines. BL = basalte lithique, C = colle, O = olivine, Sc = scorie, ScP = scorie palagonitisée, S = sédiments, SP = sidéromélane palagonitisée.

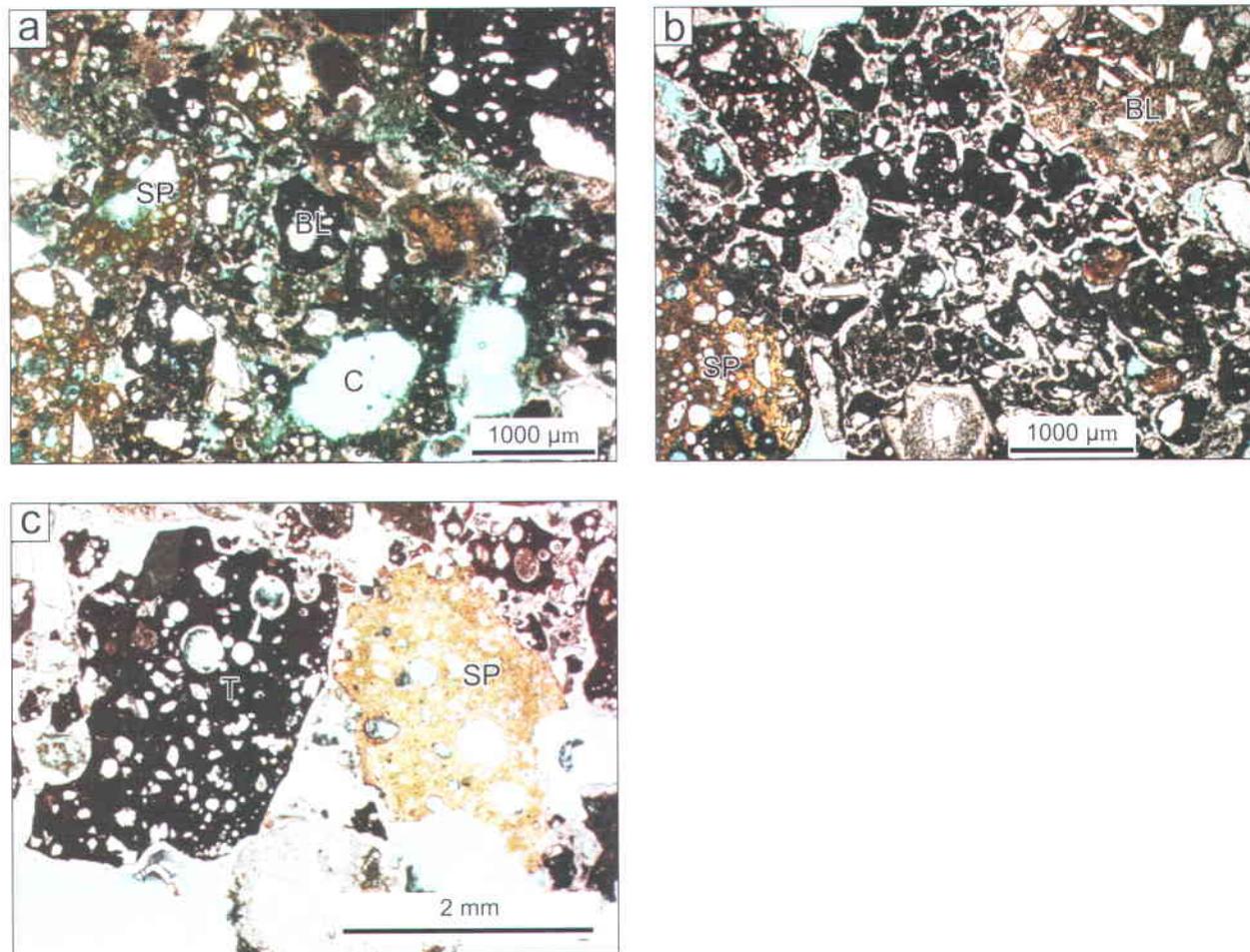


Figure 3.26. Pétrographie d'échantillons provenant de dépôts dans la partie NW du maar Est. (a) Microphotographie de la lame mince PAVF-011. (b) et (c) Microphotographies de la lame mince PAVF-017: (b) cimentation importante, (c) fragment de tachylite et de sidéromélane palagonitisée. BL = basalte lithique, C = colle, SP = sidéromélane palagonitisée, T = tachylite.

Comparativement à PAVF-011, ce dépôt est moins riche en fragments juvéniles (75%vol) mais plus riche en fragments juvéniles de type tachylite modérément à fortement vésiculaire (49%vol); la proportion en fragments lithiques est plus importante (22%vol) mais la proportion en cristaux libres plus faible (3%vol) (Figures 3.23c, 3.23d, 3.25b, 3.26b, 3.26c; Tableaux 3.3 et 3.4).

L'induration dans les dépôts observés ainsi que cette couleur brune-jaunâtre peut s'expliquer par la présence de palagonite. Par ailleurs, une certaine proportion en fragments juvéniles de sidéromélane palagonitisée a été observée. Malgré la présence de fragments juvéniles fortement vésiculaires pouvant s'expliquer par un mécanisme de recyclage ou par une interaction eau-magma hétérogène, ces différents dépôts semblent être majoritairement d'origine phréatomagmatique.

#### *Secteur SW de l'anneau de téphra*

L'affleurement de la station PAVF-021 est constitué d'une multitude de lits indurés, par la présence de palagonite, sur une hauteur de 4,9 m (Figure 3.27a). Une section stratigraphique de cet affleurement a été réalisée (Figure 3.28). Le descriptif général de cinq échantillons prélevés à différents niveaux stratigraphiques est présenté dans le tableau 3.5, et ces échantillons ont fait l'objet d'une étude granulométrique et compositionnelle. L'épaisseur des couches varie de quelques millimètres à 40 cm et chaque couche diffère aussi l'une de l'autre en termes de granulométrie et de composition. L'observation générale de l'affleurement montre que la plupart des lits sont formés de tuf à lapillis plus ou moins grossiers intercalés avec des tufs. Les tufs à lapillis font typiquement entre 10 et 40 cm d'épaisseur. Les lits les plus grossiers ne présentent pas de structures internes (Figure 3.27b). Les lits plus fins (en termes de granulométrie) présentent des laminations diffuses à nettes (Figures 3.27c, 3.27d). Excepté pour un lit, vers 75 cm sur la section, il n'y a pas de granoclassements évidents (Figure 3.28). Les lits de tuf les plus grossiers, en moyenne de 10 cm d'épaisseur, peuvent être massifs ou présenter des laminations diffuses planaires ou entrecroisées à faible angle ( $<10^\circ$ ; Figure 3.27c). Certains de ces lits ont été érodés par le passage probable de courants pyroclastiques de faible densité successifs, ce qui a formé des chenaux (Figure 3.27d). Dans cet affleurement, ceux-ci sont plutôt superficiels (1 m en largeur et quelques centimètres de profondeur) et sont remplis par les dépôts pyroclastiques ultérieurs. Quelques lapillis accréionnaires faisant jusqu'à 1 cm de diamètre ont été observés. Ils sont composés d'un large noyau de cendres agglomérées entouré d'une mince couronne de cendres fines (ex. Figure 27e).

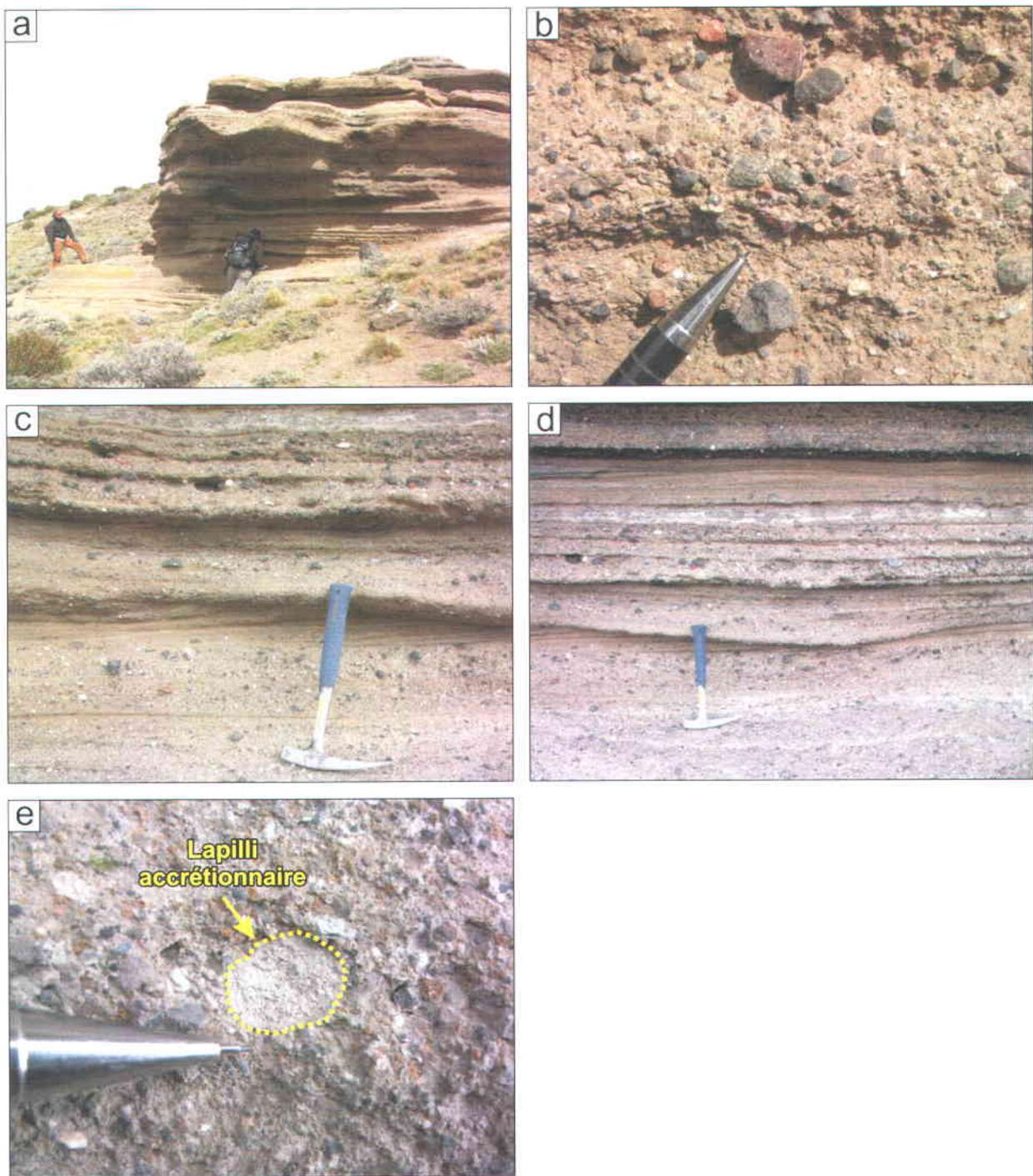


Figure 3.27. Affleurement du dépôt phréatomagmatique dans le secteur SW, maar Est (PAVF-021). (a) Vue d'ensemble. (b) Vue rapprochée montrant la couleur ocre-brun due à la présence de palagonite et la grande variété en fragments lithiques d'origine sédimentaire et volcanique. Les fragments lithiques sont anguleux à subanguleux. Dans la matrice on retrouve aussi des fragments d'olivine provenant très probablement des nodules péridotitiques. (c) Vue rapprochée sur un ensemble de lits avec des laminations subhorizontales et entrecroisées. (d) Vue rapprochée sur un chenal, rempli par les dépôts pyroclastiques postérieurs, formé par le passage de courant de densité pyroclastique. (e) Lapilli accréionnaire contenu dans la couche la plus basale de l'affleurement.

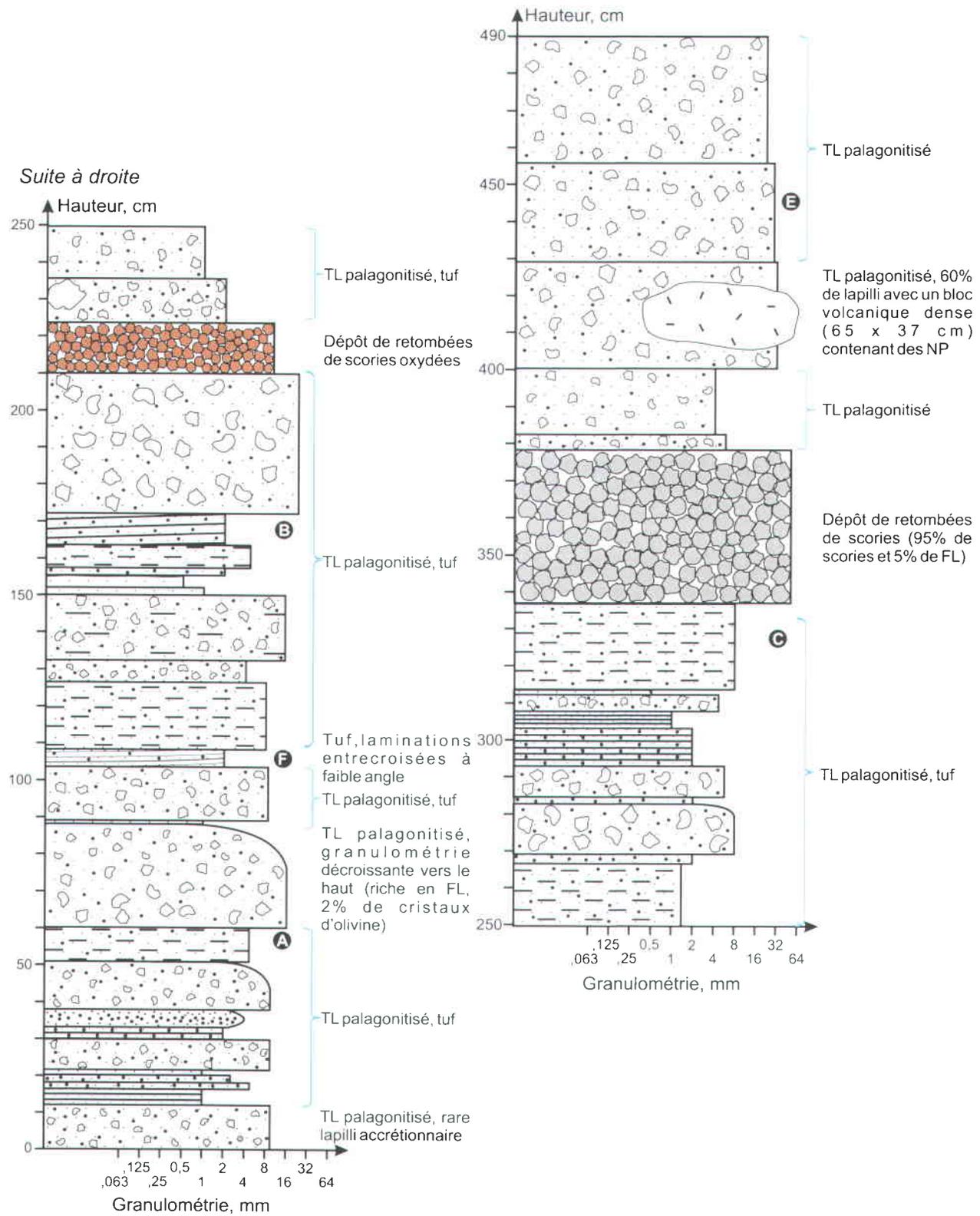


Figure 3.28. Section stratigraphique des dépôts phréatomagmatiques dans le secteur SW du maar Est (PAVF-021). TL = tuf à lapillis, NP = nodule péridotitique. Les échantillons prélevés sont identifiés par une lettre encadrée.

Tableau 3.5 : Descriptif des échantillons prélevés dans les dépôts phréatomagmatiques dans le secteur SW du maar Est<sup>\*</sup>.

Échantillon	Granulométrie	Fragments lithiques		Fragments juvéniles		Cristaux libres		Matrice	Interprétation
		%	Nature et forme des fragments	%	Vésicularité et aspects des fragments	%	Nature		
PAVF-021A	TLG	22	Fragments subarrondis à arrondis et parfois brisés de basaltes lithiques, de grès et de quartz mono- et poly-cristallin	62	Fragments de tachylite peu vésiculaires (44%) et fragments très peu vésiculaires de sidéromélane palagonitisés (18%)	4	Olivines, feldspaths	12% + ciment	Phréatomagmatique
PAVF-021B	TL	20	Fragments subanguleux à arrondis et parfois brisés de basaltes lithiques, de grès et de quartz mono- et poly-cristallin (15%)	55	Fragments de tachylite peu à modérément vésiculaires (43%) et fragments peu vésiculaires de sidéromélane palagonitisés (12%)	15	Olivines, feldspaths	10%	Phréatomagmatique
PAVF-021C	TLG	24	Fragments subanguleux à subarrondis et parfois brisés de basaltes lithiques, de grès et de quartz mono- et poly-cristallin	62	Fragments de tachylite peu à modérément vésiculaires (50%) et fragments peu vésiculaires de sidéromélane palagonitisés (12%)	4	Olivines, rares feldspaths	10% + ciment	Phréatomagmatique
PAVF-021E	TLG	24	Fragments subanguleux à arrondis et parfois brisés de basaltes lithiques, de grès et de quartz mono- et poly-cristallin	44	Quelques scories noires et fragments de tachylite peu vésiculaires (32%), fragments très vésiculaires de sidéromélane palagonitisés (12%)	22	Olivines, feldspaths	10% + ciment	Phréatomagmatique
PAVF-021F	T	30	Fragments subanguleux à subarrondis et parfois brisés de basaltes lithiques, de grès et de quartz mono- et poly-cristallin (17%)	41	Fragments de tachylite très peu vésiculaires (22%) et fragments peu vésiculaires de sidéromélane palagonitisés (19%)	8	Quelques olivines, feldspaths	21%	Phréatomagmatique

<sup>\*</sup> Basé sur l'observation des lames minces. TLG = Tuf à lapillis grossier; TL = Tuf à lapillis; T = Tuf.

Comme pour les dépôts vus au Maar Tito ainsi que dans le secteur NW du maar Est, les dépôts à la station PAVF-021 se composent de fragments lithiques, de fragments juvéniles ainsi que de cristaux libres. La fraction lithique se compose (1) de fragments d'origine sédimentaire provenant des dépôts fluvio-glaciaires tels que des cailloux arrondis mais aussi des fragments provenant de séquences plus profondes appartenant aux formations sédimentaires du bassin de Magellan comme la Formation de Santa Cruz (quartz, grès) et (2) d'une plus grande proportion de basaltes lithiques provenant de la séquence pré-maar (Figures 3.27b, 3.29, 3.30). Concernant les fragments juvéniles, l'étude des lames minces révèle la présence de deux types de verre: (i) fragments de sidéromélane au degré de vésiculation variable, souvent altérés en palagonite et en argile, et (ii) fragments de tachylite très peu à fortement vésiculaires (Figures 3.29, 3.30; Tableau 3.5). Ces fragments sont composés de petits cristaux et/ou phénocristaux d'olivine dans une pâte vitreuse.

Pour compléter ces observations, une analyse compositionnelle a été effectuée sur les cinq échantillons (Figures 3.31 et 3.32; Tableaux 3.3 et 3.5). La composition pour chaque classe granulométrique de chacun des échantillons montre que généralement la proportion en fragments juvéniles de sidéromélane palagonitisée et de tachylite diminue vers les fines tandis que les cristaux libres sont plus présents dans les fractions fines. La proportion en fragments lithiques ne montre pas de distribution particulière vis-à-vis des classes granulométriques. Cette analyse compositionnelle montre aussi que la proportion en fragments juvéniles varie légèrement d'un échantillon à un autre (Figure 3.32, Tableau 3.3). En revanche, les fragments juvéniles de type tachylite sont présents en plus grande proportion que les fragments de sidéromélane palagonitisée excepté pour l'échantillon PAVF-021C (Figure 3.32, Tableau 3.3). La proportion en fragments lithiques varie de 22%vol (PAVF-021B) à 34%vol (PAVF-021F) (Figure 3.32, Tableau 3.3). De plus, sachant que les fragments lithiques sont de nature variée, d'un échantillon à l'autre la composition varie aussi : l'échantillon PAVF-021B est riche en quartz provenant de la Formation de Santa Cruz, tandis que l'échantillon PAVF-021C, globalement plus riche en fragments lithiques, a une plus grande proportion de fragments lithiques basaltiques (Figures 3.29c, 3.30a; Tableau 3.5). Quant aux cristaux libres, essentiellement des olivines, les proportions varient de 5%vol (PAVF-021A et -021C) à 25%vol (PAVF-021E) (Figure 3.32, Tableau 3.3).

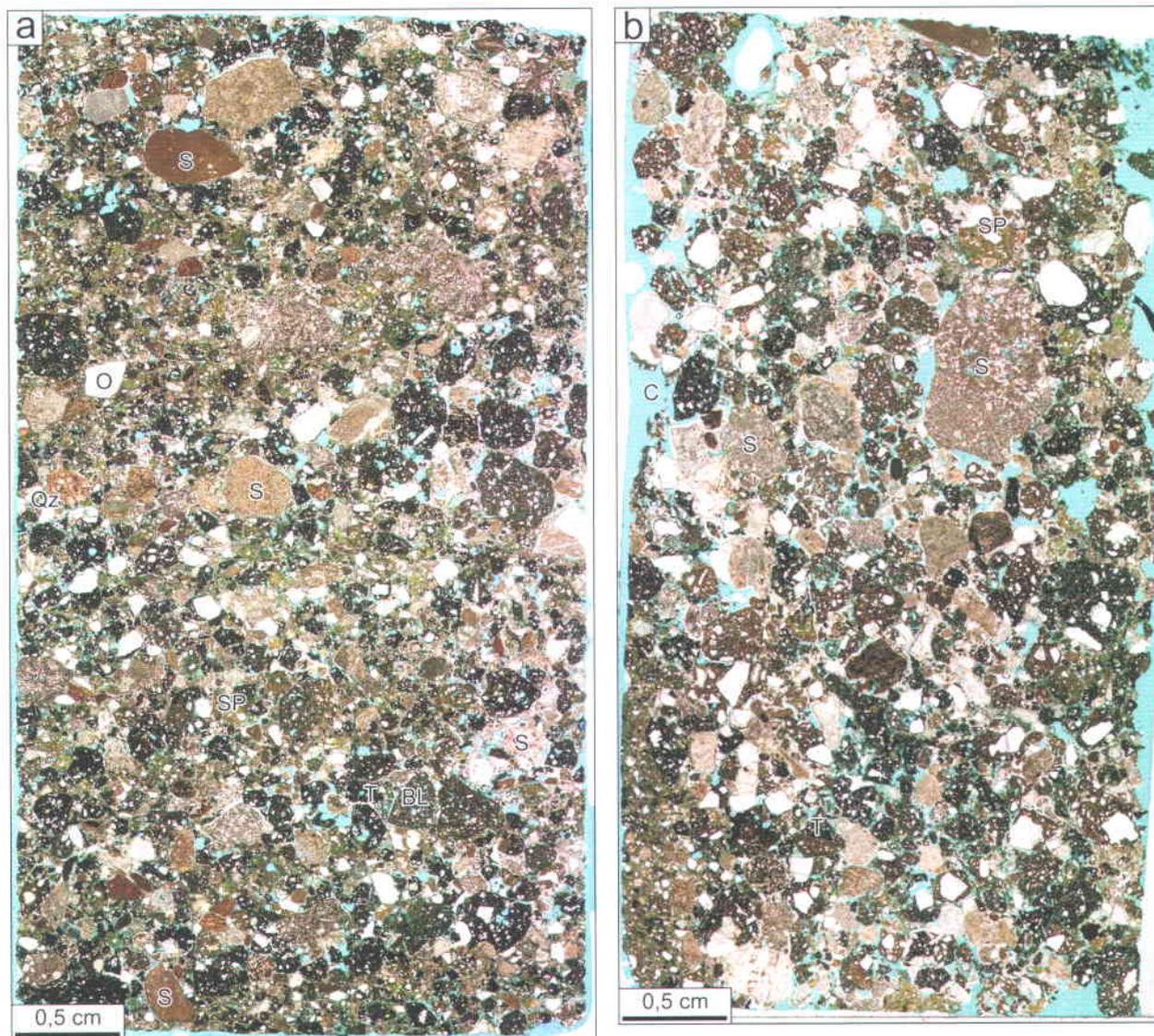


Figure 3.29. Pétrographie des échantillons des dépôts phréatomagmatiques dans le secteur SW du maar Est. (a) Image numérisée de la lame mince PAVF-021A. Cet échantillon contient une large proportion en fragments juvéniles avec des fragments de sidéromélane palagonitisée et essentiellement des fragments de tachylites. Les fragments lithiques sont de nature et de forme variées et les cristaux libres sont majoritairement des olivines. (b) Image numérisée de la lame mince PAVF-021C. Cet échantillon est similaire à l'échantillon PAVF-021A, cependant, la proportion en fragments de sidéromélane palagonitisée est plus importante que celle en fragments de tachylite. BL = basalte lithique, C = colle, O = olivine, S = sédiment, SP = sidéromélane palagonitisée, T = tachylite.

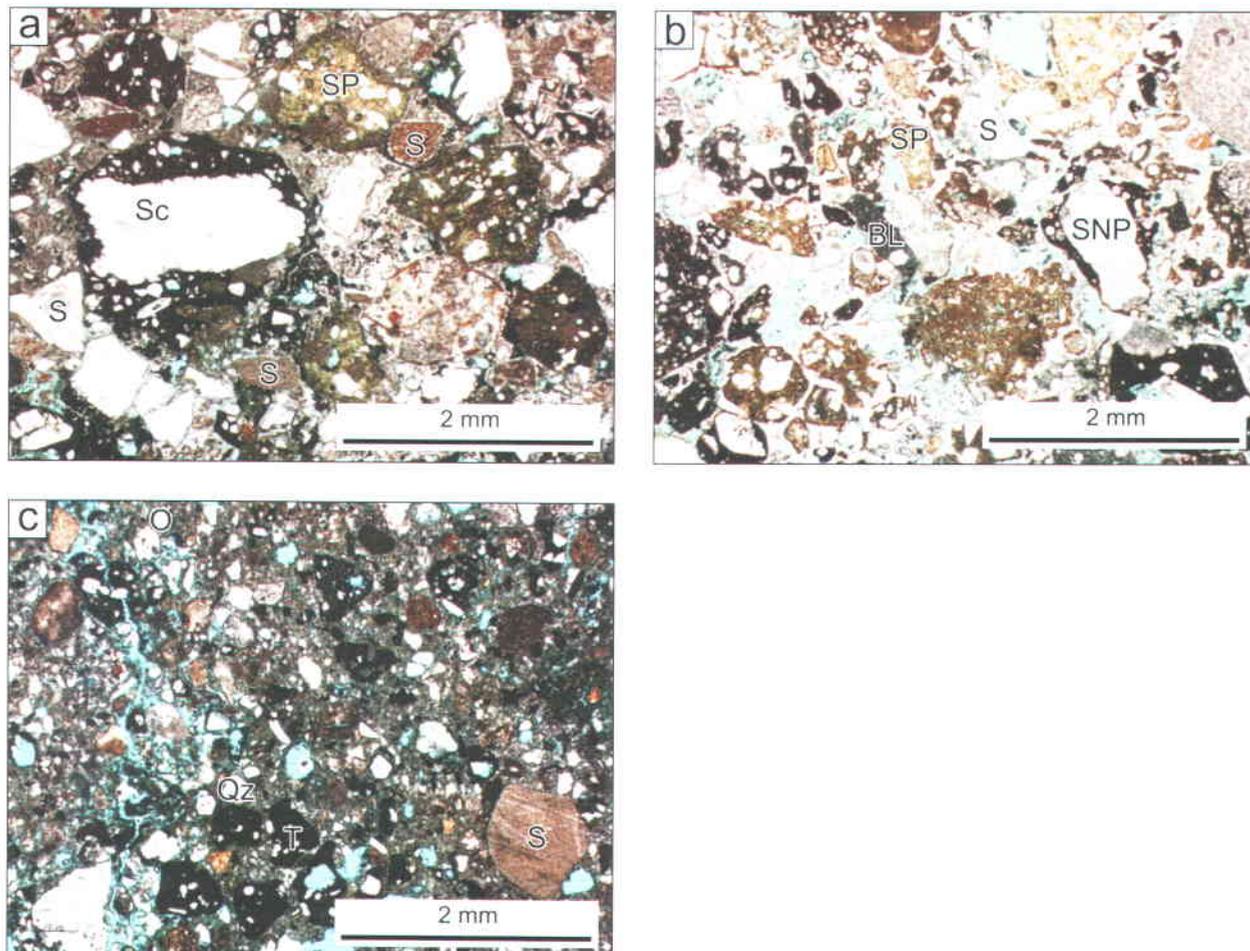


Figure 3.30. Pétrographie des échantillons des dépôts phreatomagmatiques dans le secteur SW du maar Est. (a), (b), (c) Microphotographies des échantillons PAVF-021B, E et F respectivement. Tous les échantillons présentent une composition similaire mais qui varie de l'un à l'autre comme la granulométrie et les proportions. La proportion cendreuse, les fragments de sidéromélane palagonitisées et l'abondance de fragments lithiques indiquent des lits d'origine phreatomagmatique. Voir Tableau 3.5 pour description détaillée des échantillons. BL = basalte lithique, C = colle, O = olivine, Qz = Quartz, SP/SNP = sidéromélane palagonitisée/non palagonitisée, S = sédiment.

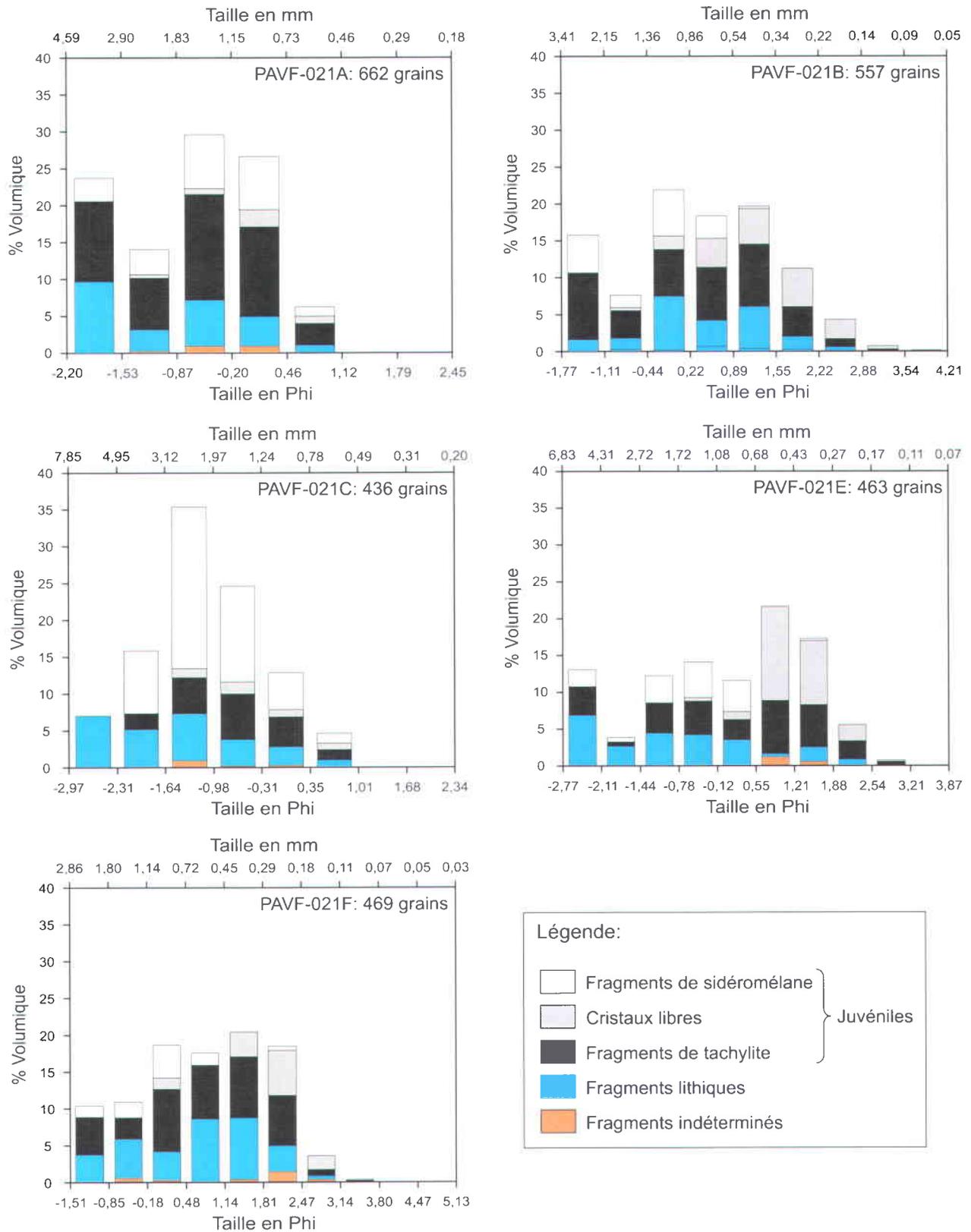


Figure 3.31. Distribution granulométrique et de composition pour les échantillons provenant de l’affleurement au SW du maar Est.

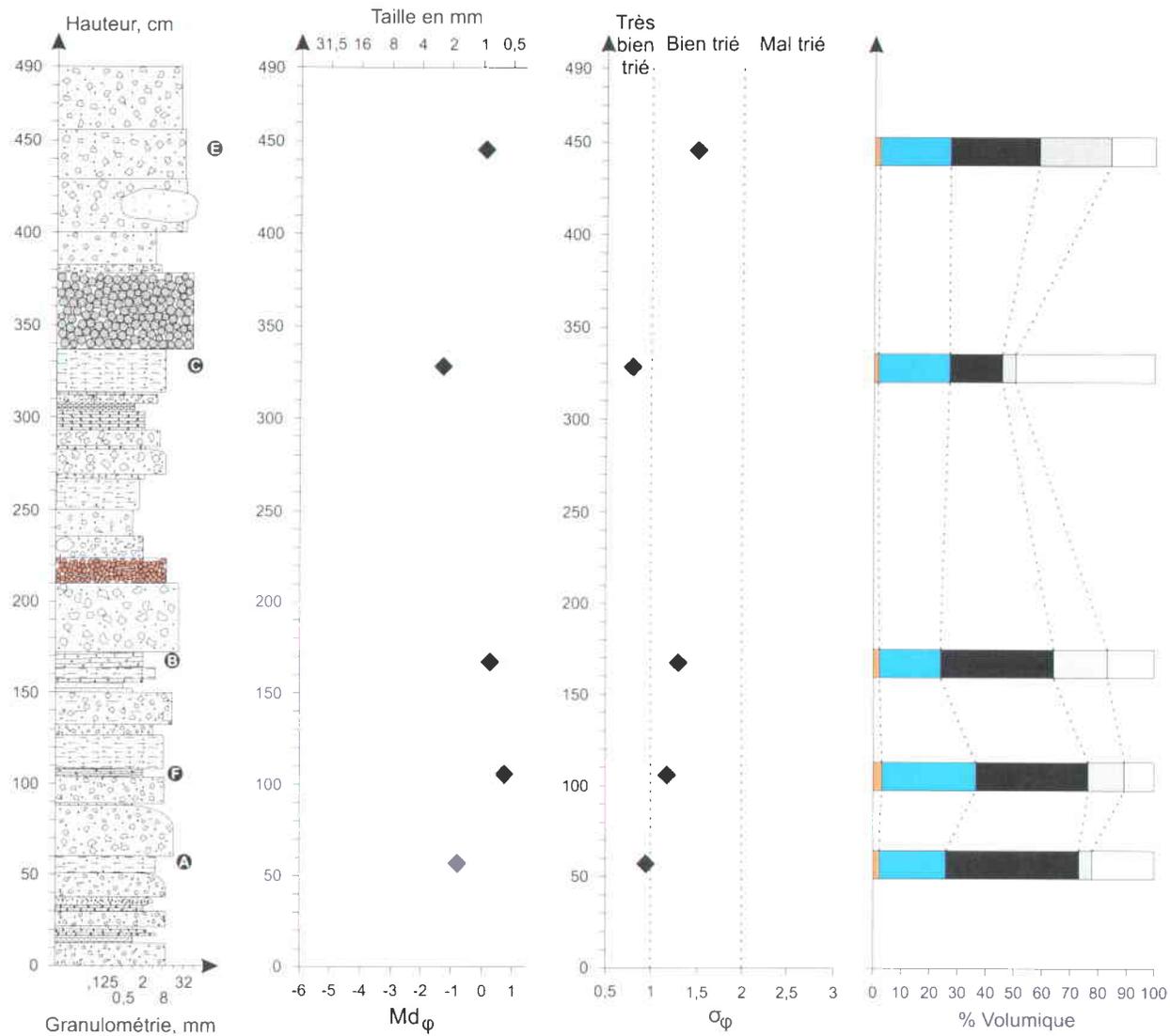


Figure 3.32. Variation verticale des paramètres de granulométrie (diamètre médian,  $Md_\phi$  et tri,  $\sigma_\phi$ ) et de la composition pour la section stratigraphique provenant du secteur SW du maar Est. La composition a été déterminée seulement pour les échantillons consolidés. Les figurés utilisés pour les variations de composition sont identiques à ceux des histogrammes de distribution granulométrique. Classement du tri selon Cas et Wright (1987).

Une analyse granulométrique a aussi été effectuée sur ces cinq échantillons (Figures 3.29 et 3.32). Chacune des distributions granulométriques couvre une gamme de taille relativement restreinte et certaines montrent une distribution uni-modale légèrement asymétrique (PAVF-021C et PAVF-021F) tandis que d'autres montrent des distributions complexes à plusieurs classes granulométriques dominantes (PAVF-021A, B et E) (Figures 3.13, 3.31). Enfin, ces échantillons proviennent de dépôts très bien triés ( $\sigma_\phi < 1$ ) à bien triés ( $1 < \sigma_\phi < 2$ ) ce qui, en fonction de leur  $Md_\phi$ , les positionnent à la fois dans le champ des retombées et dans le champ des courants pyroclastiques de faible densité (Figures 3.13, 3.32).

Une fois encore, les évidences de terrain indiquent une origine phréatomagmatique pour ces dépôts : fragments lithiques, fragments juvéniles à vésicularité variable, présence de fragments juvéniles de sidéromélane palagonitisée, lapillis accréionnaires, cristaux libres, litage entrecroisé à faible angle. Toutefois, la section stratigraphique met aussi en évidence la présence de deux couches bien triées, composées de fragments juvéniles tachylitiques fortement vésiculaires vers 220 cm et 350 cm (Figure 3.28). Il s'agit ici de dépôt de retombées pyroclastiques d'origine magmatique. Pour la présence de fragments tachylitiques fortement vésiculaires dans les dépôts phréatomagmatiques, il est possible que certains représentent des fragments pré-maar remobilisés pendant l'éruption, ou du recyclage d'un lit d'origine magmatique mis en place pendant l'éruption.

Concernant le mode de déposition des cinq dépôts échantillonnés, malgré leur appartenance aux deux champs (retombées pyroclastiques et courant de densité pyroclastique), les indices de terrain tels que la présence de structures internes et de chenaux montrent qu'il s'agit de dépôts de courants pyroclastiques.

### *Synthèse du maar Est*

Les observations de terrain associées aux analyses en laboratoire mettent en évidence de nombreuses caractéristiques qui permettent de déduire que cette structure volcanique est bel et bien un système maar-diatrème formé par une succession d'éruptions d'origine majoritairement phréatomagmatique, tout comme pour le maar Tito.

Ce système volcanique se compose en surface d'un cratère qui recoupe les séquences pré-éruptive, comme le démontre l'identification de structures pré-maar dans les parois internes du cratère, et il est entouré par un anneau composé de plusieurs couches de matériel pyroclastique d'épaisseur variable, mais relativement peu épaisses en moyenne, et à très faible pendage vers l'extérieur. La granulométrie et la composition du matériel constituant ces couches varient d'un lit à l'autre. Ces lits sont bien triés ( $\sigma_{\phi} < 1$ ) à mal triés ( $\sigma_{\phi} > 2$ ) et se composent de plusieurs dizaines de pourcent de fragments lithiques (jusqu'à 34%vol par analyse compositionnelle), de fragments juvéniles de sidéromélane palagonitisés dans la majorité des lits et de quelques lapillis accréionnaires. Certains lits présentent des structures internes lenticulaires, des chenaux ainsi que des laminations entrecroisées à faible angle ce qui suggère que ces dépôts en particulier sont des dépôts de courants pyroclastiques de faible densité. Les fragments lithiques proviennent principalement des séquences peu profondes tels que des fragments de coulées de lave, des particules de quartz provenant très probablement de la Formation de Santa Cruz, ou encore des fragments des dépôts fluvio-glaciaires. Cette observation laisse penser que le diatrème a une profondeur limitée. Cependant, il s'agit d'observations faites sur un affleurement limité en épaisseur et donc non représentatif de l'entièreté des dépôts qui constituent le maar. Qui plus est, ces dépôts peuvent ne pas refléter les dépôts du diatrème lui-même (White et Ross, 2011).

La nature des dépôts étudiés indique une origine phréatomagmatique mais la présence de deux lits composés de fragments juvéniles fortement vésiculaires avec une très faible proportion en fragments lithiques suggèrent qu'au moins deux évènements d'origine magmatique ont entrecoupé l'activité phréatomagmatique. De tels évènements magmatiques peuvent expliquer la présence de ces fragments juvéniles fortement vésiculaires dans les dépôts du maar par recyclage (Taddeucci et al., 2004; Guilbaud et al., 2009; Schipper et al., 2011), mais pourraient aussi être le produit d'un refroidissement moins rapide du magma durant des explosions phréatomagmatiques.

## b) Le maar Ouest

### *Dépôts phréatomagmatiques*

Contrairement au maar Est, qui se compose d'un cratère relativement profond, comme pour la plupart des maars bien préservés, le maar Ouest quant à lui se compose d'un large bassin superficiel aux contours irréguliers (1,90 km E-W, 1,87 km N-S).

L'ouverture vers l'ouest du grand bassin peut refléter des vents forts vers l'est au moment de l'éruption, ou peut être le résultat d'une érosion par les vents et/ou un système fluviatile. Dans le détail, il semblerait qu'au moins deux bassins superficiels, plus petits, de forme subcirculaire soient présents (Figure 3.20). Le bassin au nord est partiellement occupé par un petit lac très peu profond (Laguna Salsa) tandis que la dépression au sud est partiellement occupée par un lac asséché. Les différentes dépressions indiquent une possibilité de diatrèmes multiples, ce qui expliquerait le grand diamètre du maar.

L'anneau de dépôts pyroclastiques du maar Ouest est dépourvu d'affleurement de qualité ou tout simplement accessibles et n'a, en conséquent, pas pu faire l'objet d'une étude détaillée. Cependant, il a été possible d'observer et d'échantillonner un petit dépôt pyroclastique dans le coin NW du maar, à la station PAVF-045 (Figure 3.20). Deux échantillons ont été prélevés dans cet affleurement (PAVF-045A et PAVF-045B). Ces derniers présentent les mêmes caractéristiques que ceux prélevés au maar Est : les fragments lithiques sont majoritairement des fragments de coulées de lave basaltique et des fragments de quartz mono- et polycristallin provenant probablement de la Formation de Santa Cruz, les fragments juvéniles sont des fragments de sidéromélane palagonitisés avec un degré de vésicularité variable, associés à des fragments de tachylite, de vésicularité variable (Figure 3.33; Tableau 3.6). Ces fragments pour certains ont incorporé des fragments lithiques. L'analyse compositionnelle obtenue pour chacun de ses deux échantillons révèle la présence d'une forte proportion en fragments juvéniles de sidéromélane palagonitisés par rapport à leur proportion en fragments juvéniles tachylitiques (Tableau 3.6). La proportion en fragments lithiques est sensiblement la même pour ces deux échantillons et est de l'ordre de 15%vol de même que la proportion en cristaux libres qui est de l'ordre de 8%vol. La distribution granulométrique est unimodale et asymétrique dans le cas de l'échantillon PAVF-045A et polymodale dans le cas de l'échantillon PAVF-045B avec deux classes granulométriques dominantes (Figure 3.24). Le tri de ces échantillons est bon ( $\sigma_\phi = 1,2$  et  $1,6$  pour les échantillons PAVF-045A et B respectivement) et ils sont relativement peu grossiers ( $Md_\phi$  est de l'ordre de 0,1-0,2). Ces tufs à lapillis tombent à la fois dans le champ des retombées et des courants pyroclastiques de faible densité (Figure 3.13).

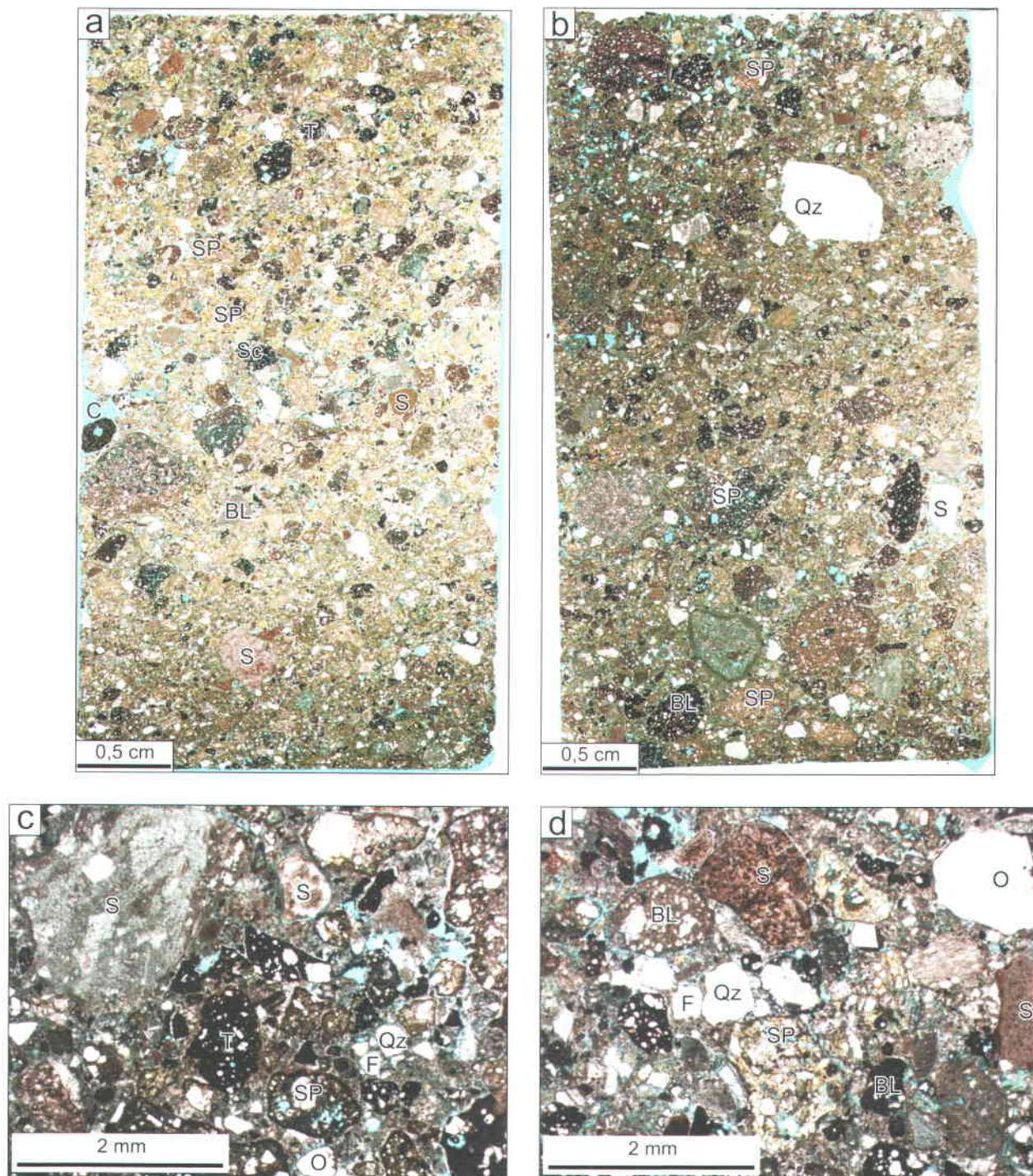


Figure 3.33. Pétrographie des échantillons de l'anneau de dépôts pyroclastiques du maar Ouest. (a) et (b) Images numérisées des lames minces des échantillons PAVF-045A et B respectivement. (c) Microphotographie de l'échantillon PAVF-045A. (d) Microphotographie de l'échantillon PAVF-045B. Les deux échantillons ont une composition similaire mais il semble que PAVF-045A soit plus riche en fragments de sidéromélane palagonitisée. Il y a une forte proportion en sédiments et la matrice est cendreuse dans les deux cas. Voir Tableau 3.3 pour une description détaillée. BL = basalte lithique, C = colle, F = feldspaths, O = olivine, Qz = quartz, Sc = scorie, S = sédiment, SP = sidéromélane palagonitisée.

Tableau 3.6 : Descriptif des échantillons consolidés prélevés dans le secteur NW du maar Ouest\*.

Échantillon	Granulométrie	Fragments lithiques		Fragments juvéniles		Cristaux libres		Matrice	Interprétation
		%	Nature et forme des fragments	%	Vésicularité et aspects des fragments	%	Nature		
PAVF-045A	TL	15	Basaltes lithiques, grès, quartz mono- et poly-cristallin (25%).	69	Quelques scories noires et fragments de tachylite peu vésiculaires (32%), fragments peu à modérément vésiculaires de sidéromélane palagonitisés (37%)	8	Olivines, feldspaths	8% Incluant ciment	Phréatomagmatique
PAVF-045B	TL	15	Basaltes lithiques, grès, quartz mono- et poly-cristallin (30%).	69	Quelques rares scories noires avec fragments de tachylite très peu vésiculaires (47%), fragments peu à modérément vésiculaires de sidéromélane palagonitisés (22%)	5	Olivines, feldspaths	11%	Phréatomagmatique

\* Basé sur l'observation des lames minces. TL = Tuf à lapillis.

### *Dépôts magmatiques*

Des vestiges volcaniques d'origine magmatique se trouvant dans le cratère de ce maar ont pu être étudiés. Tout d'abord dans la partie la plus à l'ouest, à la station PAVF-036 (Figure 3.20), on observe une structure d'origine magmatique composée de dépôts de « *spatter* » et de coulée de lave clastogénique. La roche volcanique est altérée avec une texture caractéristique en peau d'oignons (Figure 3.34a) et ne semble pas contenir de nodules péridotitiques. En lame mince on peut voir que la roche hétérocristalline (i) contient quelques phénocristaux (jusqu'à 3 mm) ainsi qu'une multitude de microcristaux d'olivine, et (ii) est relativement peu vésiculaire dans l'ensemble (vésicules déformées) (Figure 3.34b).

Plus à l'est, vers le centre du cratère, se trouve une structure en forme de croissant ouvert vers l'ouest (Figure 3.20), composée de matériel pyroclastique d'origine magmatique et formée de plusieurs petits sommets. La même séquence stratigraphique a été observée pour l'ensemble des sommets du croissant : la base de l'affleurement expose des dépôts de « *spatter* » qui sont recouverts par une/des coulée(s) de lave clastogénique elle(s)-même(s) surmontée(s) par des scories oxydées. La roche est riche en phénocristaux d'olivine (10-15%) et contient des nodules péridotitiques.

Entre la jonction des deux maars et le croissant, il semblerait qu'un second croissant (ligne rouge en tirets sur la figure 3.20), de même nature que celui décrit précédemment, se soit mis en place. Cependant, cette structure semble avoir été érodée de façon significative ou en partie modifiée/détruite par les dépôts d'origine magmatique localisés à la jonction entre les deux maars ce qui rend l'identification difficile.

Cette dernière se compose de dépôts de « *spatter* » soudés et bien exposés, d'environ 10 à 15 m d'épaisseur contenant des fragments lithiques, tels que des fragments de moraine de taille allant de quelques millimètres à décimétrique (Figure 3.34c), des fragments de tonalite ainsi que des nodules péridotitiques et des bombes volcaniques fluidales sont aussi observables. Les scories sont quant à elles oxydées. En lame mince (Figure 3.34d), la roche apparaît très peu vésiculaire (vésicules au degré de déformation variable) et hétérocristalline : elle est composée de phénocristaux d'olivine présentant une forme automorphe à pseudo-automorphe et d'une multitude de microcristaux majoritairement d'olivine.

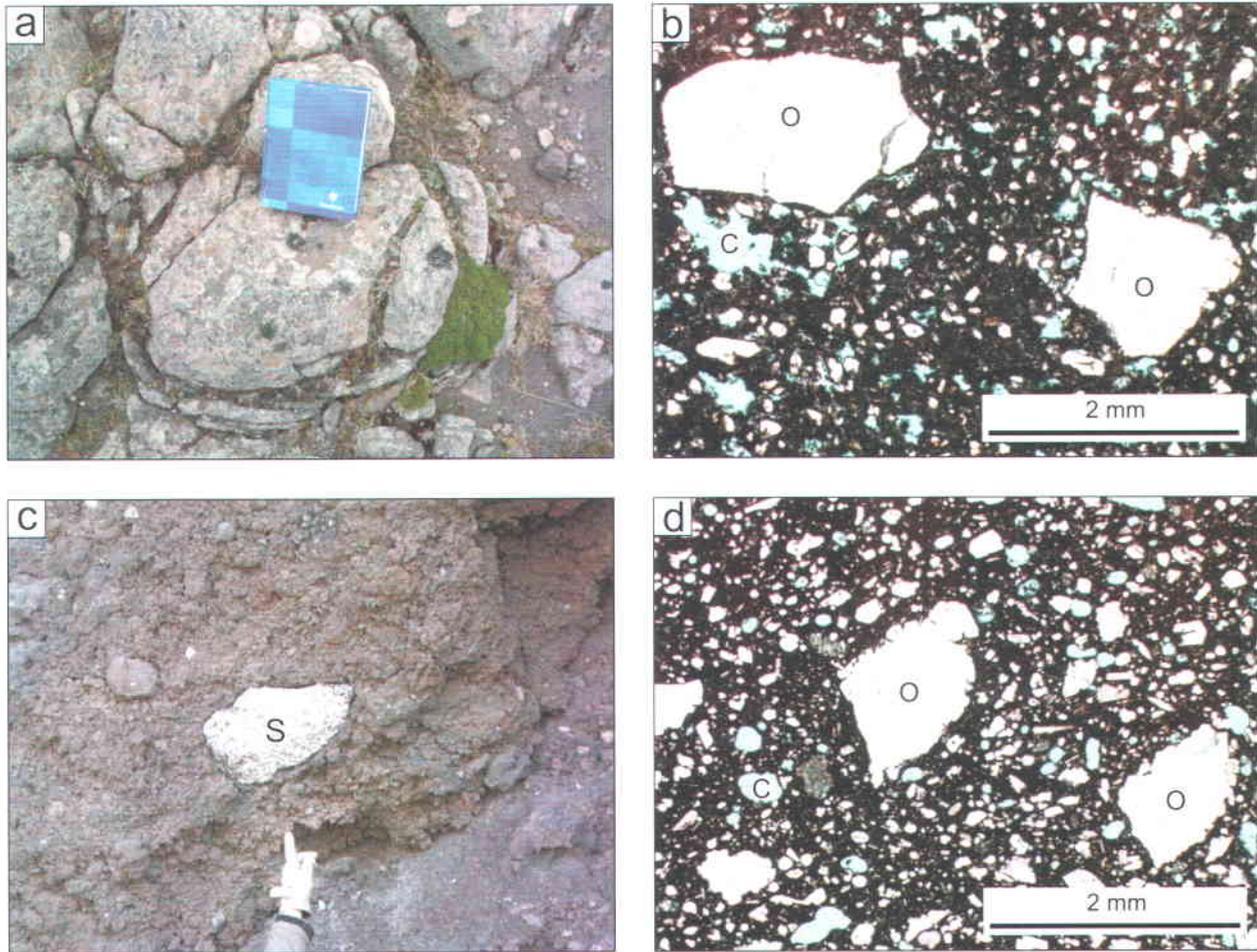


Figure 3.34. Affleurements de dépôts magmatiques dans le maar Ouest et à la jonction des deux maars et pétrographie. (a) Vue sur la coulée de lave, station PAVF-036. (b) Microphotographie provenant de cette station. La roche est peu vésiculaire avec des vésicules relativement déformées (mises en évidence par la colle bleue (C)), et contenant des phénocristaux d'olivine (O). Les cristaux de plus petite taille sont essentiellement des olivines. (c) Vue sur le dépôt de « spatter », PAVF-014 montrant la proportion de fragments lithiques (S = sédiments) et leur différente granulométrie. (d) Microphotographie d'un échantillon prélevé à la station PAVF-014. Cette roche est très ressemblante à celle de l'échantillon PAVF-036 (photo c) avec une proportion de phénocristaux d'olivine et de petits cristaux d'olivine similaire. Cette roche semble toutefois légèrement moins vésiculaire avec des vésicules relativement peu déformées.

La présence de structures d'origine purement magmatique montre qu'après la phase phréatomagmatique menant à la formation des maars, l'activité magmatique a continué le long de la même fissure E-W. Ce changement de style éruptif est commun pour ces volcans monogéniques et peut s'expliquer par plusieurs facteurs dont le plus commun est la diminution allant jusqu'à l'arrêt de l'apport en eau au système en raison de l'épuisement de l'aquifère (White, 1991; Houghton et al., 1999; Brand et White, 2007); mais il est possible aussi qu'une remontée de magma puisse sceller l'accès en eau et empêchant ainsi tout contact (Ort et Carrasco-Núñez, 2009).

### 3.6.3 La rangée de maars Est-Ouest

À environ 1,8 km au sud du « Chapeau Mexicain » (Figure 3.3), il existe une série de cratères volcaniques imbriqués alignés selon un axe quasi est-ouest, le long de la frontière entre l'Argentine et le Chili. Les images satellitaires ainsi que les observations de terrain permettent de mettre en évidence la présence d'au moins huit cratères imbriqués (Figures 3.35a, 3.35b). Les deux maars les plus à l'ouest sont alignés sur un axe N-075° tandis que les autres s'alignent sur un axe N-086°.

Ces cratères volcaniques sont inscrits dans la surface pré-éruptive et semblent entourés de dépôts palagonitisés, ce qui suggère qu'il s'agit de systèmes volcaniques de type maar-diatrème. Aucun affleurement phréatomagmatique de qualité n'est toutefois disponible du côté argentin. Le côté chilien est caractérisé par quelques beaux affleurements, rendus toutefois inaccessibles par la présence de mines antipersonnel.

L'alignement de maars est parsemé de produits volcaniques tardifs, mieux exposés, ayant pour origine une activité explosive magmatique (Figures 3.35c, 3.35d). Un dépôt de « *spatter* » vésiculaire, plus ou moins soudé, dont les fragments possèdent une structure fluidale très bien préservée a été observé (PAVF-058, -059, -061 et -062). À certains endroits, les dépôts de « *spatter* » contiennent des nodules péridotitiques (PAVF-058 et -059) dont certains sont à grenat (PAVF-062). À la station PAVF-062 ce dépôt typique de fontaine de lave, d'environ 15 m d'épaisseur, présente une couleur rougeâtre en surface à cause de l'oxydation, et une couleur interne noire.

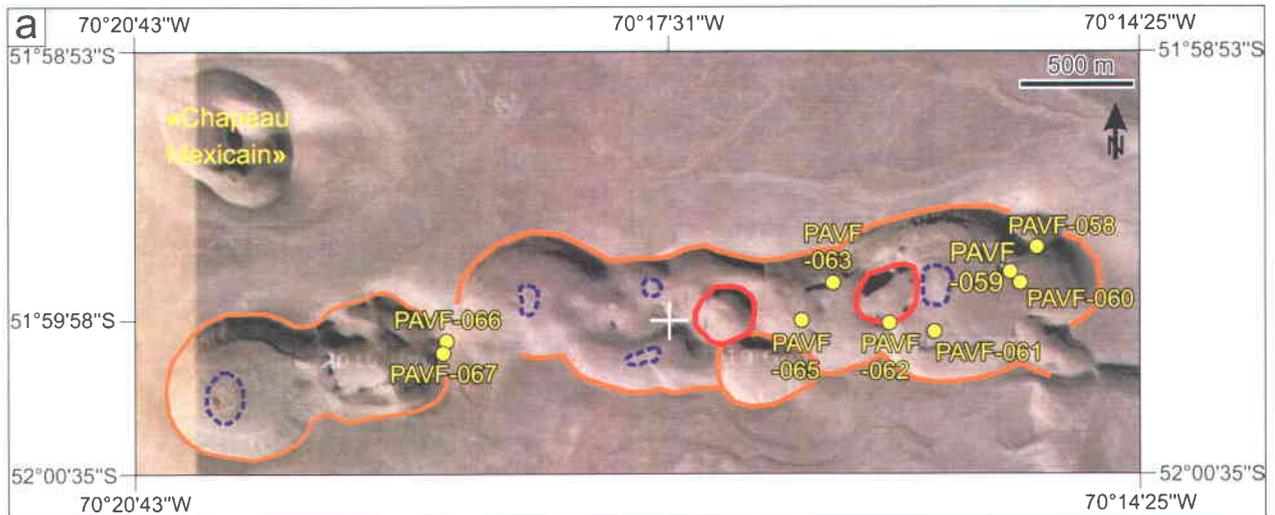


Figure 3.35. La rangée des maars E-W. (a) Vue aérienne (Imagerie ©2013 TerraMetrics, Données cartographiques ©2013 Inav/Geosistemas SRL, Mapcity, Google). Sont indiqués: en bleu, le contour des présumés maars; en rouge, les dépôts de « spatter » et en tireté bleu marine, les lacs plus ou moins asséchés. (b), (c) et (d) sont différents points de vue sur la rangée de maars montrant principalement les maars (b), les vestiges d'activité explosive magmatique (c) et un lac asséché (d). (e) Épais affleurement de lave clastogénique, à la base, surmontée par des dépôts de « spatter ».

En lame mince, cette roche contient environ 10% de petites vésicules déformées, 10% de phénocristaux d'olivine et une matrice finement cristallisée composée principalement de plagioclase et de quelques olivines. Certaines de ces olivines présentent une forme automorphe à pseudo-automorphe. Il existe quelques laves clastogéniques avec des joints colonnaires à la base de l'affleurement du dépôt de « *spatter* » (PAVF-059 et -060, -063, -065). Aux stations PAVF-060, -063 et -065, les roches sont vésiculaires (entre 15 et 30%, jusqu'à 2 cm) et aucun nodule périclétique n'a été observé. Ailleurs, des vestiges de cônes de scories (PAVF-066 et -067) ont été identifiés.

En résumé, cet alignement de maars possède plusieurs points communs avec le complexe des deux maars décrit plus en détail précédemment : présence de plusieurs cratères imbriqués, alignés E-W, entourés de dépôts phréatomagmatiques palagonitisés, et évolution tardive vers une activité magmatique comme observé au complexe des deux maars imbriqués.

#### **3.6.4 La série d'anneaux de « *spatter* »**

À environ 275 m au SE de la route nationale 40, une série de quatre structures volcaniques, de relief positif, est alignée le long d'un axe N-118° (Figure 3.36a). Le premier édifice (Figure 3.36b), en partant du NW, se compose d'un anneau, ouvert vers le SE, de dépôt de « *spatter* » soudé de plus de 10 m d'épaisseur. Dans ce premier édifice aucun nodule périclétique n'a été observé. La surface des bombes de « *spatter* » est vitreuse et rougeâtre en raison de l'oxydation (Figures 3.36c, 3.36d). En lame mince, on a une texture vésiculaire (vésicules irrégulières jusqu'à 2 mm de diamètre) avec quelques phénocristaux d'olivine automorphe et une matrice pauvrement cristallisée (Figure 3.36e). Une petite coulée de lave, prenant sa source dans cet édifice, semble s'être écoulée vers le SSW.

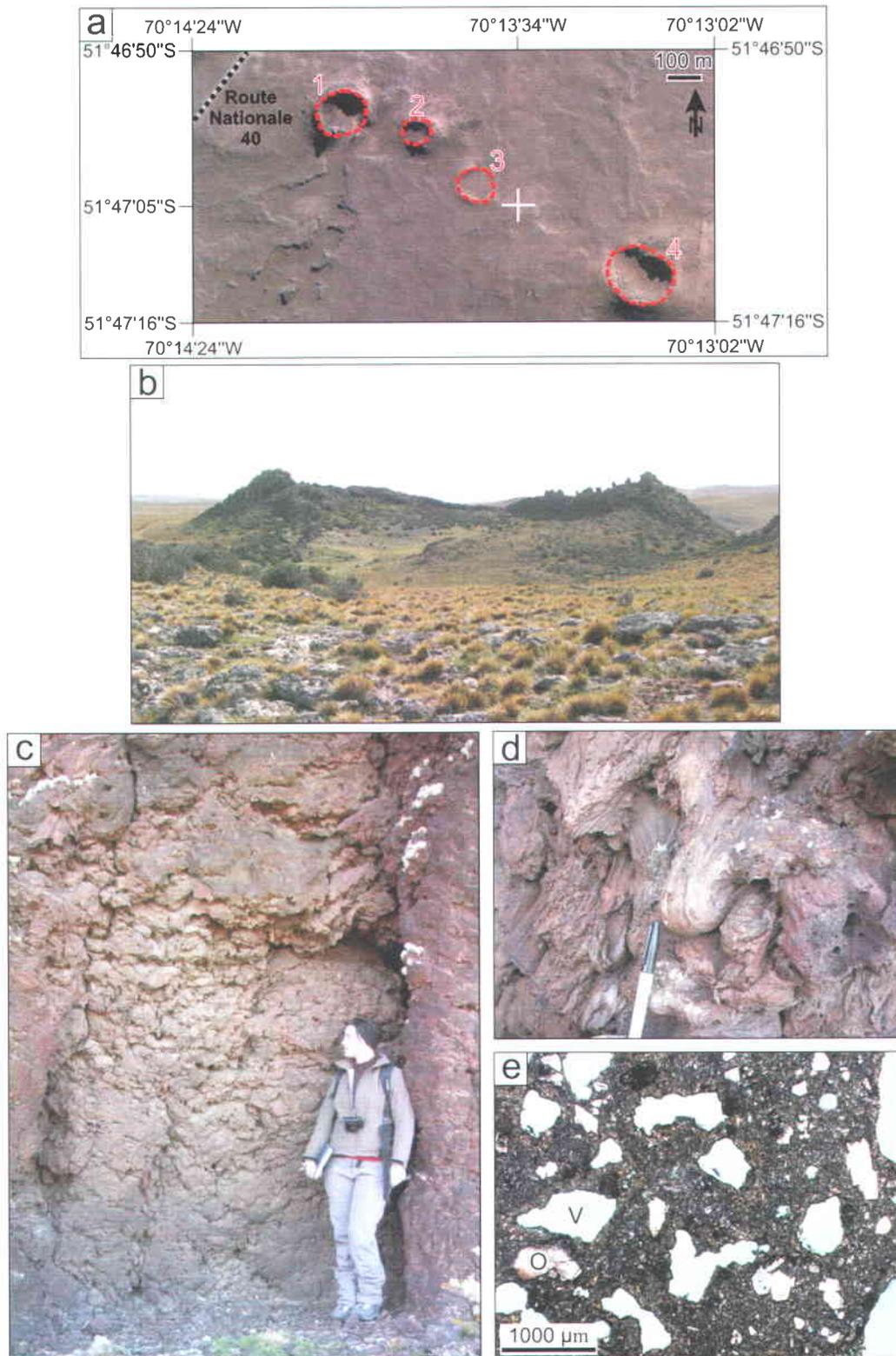


Figure 3.36. La rangée d'anneaux de « *spatter* ». (a) Vue aérienne (Imagerie ©2013 TerraMetrics, Données cartographiques ©2013 Inav/Geosistemas SRL, Mapcity, Google). (b) Gros plan sur l'anneau de « *spatter* » 1. (c), (d) Vue détaillée des dépôts de « *spatter* » bien préservés de l'anneau 1. (e) Microphotographie du dépôt de « *spatter* » de l'anneau 1. O = olivine, V = vésicule.

Vers le SE, les deux anneaux de dépôts de « *spatter* » suivants sont plus petits et bien moins préservés. Le quatrième et dernier anneau, situé à 1,05 km du premier, bien que plus gros que les trois autres, n'est pas suffisamment préservé pour une étude détaillée. Il a un diamètre externe d'environ 240 m et un diamètre interne d'environ 180 m. Ici, l'activité volcanique a été contrôlée par un réseau de fractures d'axe NW-SE. Cependant, contrairement aux précédents sites et au site de la Laguna Potrok Aike (ci-dessous), aucun dépôt de type phréatomagmatique n'a été observé. Il s'agit d'une activité fissurale purement magmatique avec la formation de dépôts de « *spatter* » et de coulées de lave suggérant ainsi qu'aucune source d'eau externe n'ait été impliquée. Il se peut que le flux de magma ait été suffisamment important pour venir sceller tout accès de l'eau, ou que le substrat dans cette zone n'ait pas permis le développement d'un aquifère suffisant pour avoir un quelconque impact sur le style éruptif.

### 3.6.5 Le « Chapeau Mexicain »

Le « Chapeau Mexicain » est un volcan monogénique située au sud-est de la Laguna Potrok Aike (Figure 3.3). Comme son nom informel le laisse présager, la forme de cette structure ressemble à un chapeau mexicain avec la présence d'un anneau presque complet (ouvert vers le nord-ouest) et d'un cône en son centre (Figures 3.37a, 3.37b). Sur le plancher de ce cratère, au pied du cône, on peut observer un petit lac. Aux abords de cet édifice volcanique, des bombes en fuseau ainsi que des bombes en chou-fleur jonchent le sol (Figures 3.37c, 3.37d). De taille variable, allant jusqu'à 2,5 m de large, ces bombes volcaniques sont de couleur noire, en croûte et en coupe fraîche, et relativement peu vésiculaires. Elles contiennent environ 15% de phénocristaux d'olivine, jusqu'à 2 mm en taille. Le cône en lui-même est constitué d'empilement de dépôts de « *spatter* » et de scories. La roche oxydée est très vésiculaire et ces vésicules montrent des figures de coalescence, impliquant que le gaz contenu dans la lave a été chassé lors de l'impact. Au niveau des surfaces de contact entre projections, la roche est très peu ou pas vésiculaire. À plusieurs endroits, les roches contiennent des minéraux rouges au degré d'altération variable : il s'agit ici de cristaux de grenat dérivés du manteau (Figure 3.37e). On retrouve aussi une large proportion de nodules périclites (Figure 3.37f).

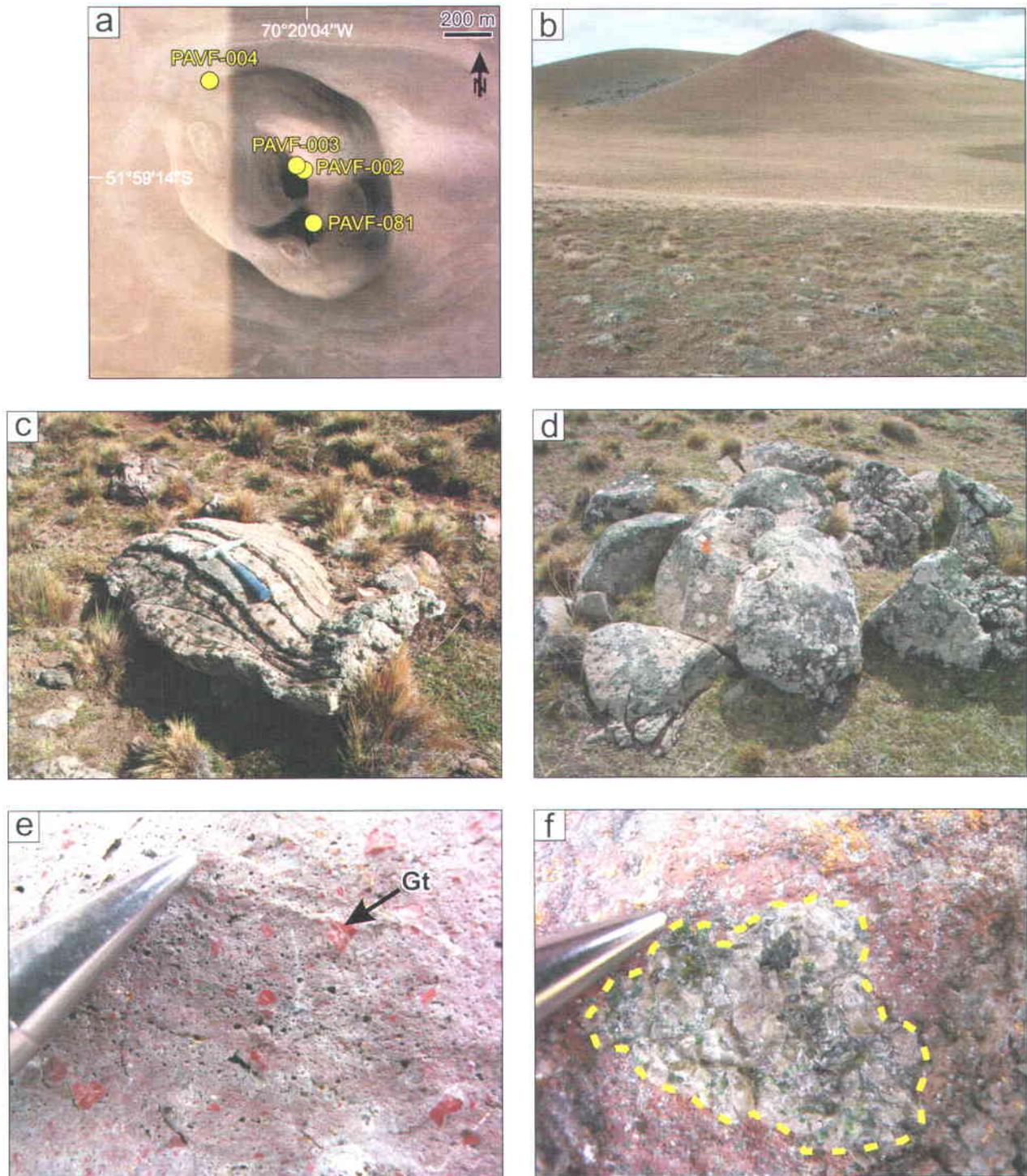


Figure 3.37. Le « Chapeau Mexicain ». (a) Vue aérienne (Imagerie ©2013 TerraMetrics, Données cartographiques ©2013 Inav/Geosistemas SRL, Mapcity, Google). (b) Photo d'une partie du volcan donnant sur le cône de scories central. (c), (d) Photos de bombes volcaniques respectivement en fuseau (PAVF-081) et en choux-fleur (PAVF-002) aux pieds du « Chapeau Mexicain ». (e) Vue rapprochée sur la roche de « spatter » oxydée riche en grenat (Gt) et faiblement vésiculaire (vésicules peu à modérément irrégulières) à la station PAVF-003. (f) Nodule péridotitique contenu dans la roche de « spatter » oxydée à la station PAVF-003.

Il semble que le cratère, entouré par cet anneau ouvert vers le nord-ouest, avec un cône en son centre, soit inscrit dans la surface pré-éruptive laissant présager qu'il s'agit d'un maar à l'origine. Un arrêt de l'apport en eau ou une insuffisance, pendant l'éruption, explique que l'activité phréatomagmatique ait cessé pour laisser place à une activité explosive magmatique avec la formation d'un cône de scories. L'anneau n'a pas pu être étudié car la présence d'une épaisse couche de sol et de végétation empêche toute investigation. La meilleure préservation géomorphologique du « Chapeau Mexicain » par rapport au volcan voisin, Potrok Aike, suggère que le premier est plus jeune que le second.

### **3.6.6 Le maar Potrok Aike**

Le cratère du maar Potrok Aike est rempli d'un lac d'une profondeur avoisinant les 100 m. Le diamètre du lac est d'environ 3,5 km (Figure 3.38a) et son niveau avoisine les 110 m au-dessus du niveau de la mer (Zolitschka et al., 2006; Habertzettl et al., 2007; Gebhardt et al., 2011). Les données bathymétriques révèlent une forme en bol avec un fond plat dans la partie centrale (Gebhardt et al., 2011). Quant aux données de sismique réflexion et réfraction, elles renseignent sur le matériel sédimentaire de remplissage du cratère, ainsi que dans une moindre mesure sur la structure volcanique sous-jacente. Un modèle 3D, calculé à partir des données de la sismique réfraction, révèle une structure en forme d'entonnoir encastré dans les grès de la Formation de Santa Cruz. La partie supérieure de cette structure en entonnoir est remplie de sédiments lacustres d'une épaisseur de 370 m. Sous cette séquence sédimentaire il est supposé que du matériel volcanique soit présent (Gebhardt et al., 2011).

Les observations géomorphologiques le long du rivage du lac révèlent la présence de multiples paléo-terrasses, subaériennes et subaquatiques, impliquant une fluctuation du niveau du lac par le passé de plus de 20 m. La différence d'élévation entre le niveau du lac actuel et la plaine de Patagonie est supérieure à 50 m, avec presque la moitié de cette différence qui a été occupée par les terrasses (Zolitschka et al., 2006; Habertzettl et al., 2007). Les observations de terrain associées aux données obtenues par sismique réfraction montrent que le diamètre du cratère initial, de 2,2 km, est bien inférieur au diamètre actuel, 5 km, pris au plus haut des terrasses (Gebhardt et al., 2011). Cela s'explique en grande partie à cause du taux d'érosion élevé du substrat « mou » qui se trouve en surface (la Formation de Santa Cruz) ainsi que les fluctuations du niveau du lac qui provoquent l'élargissement du cratère.



Figure 3.38. Laguna Potrok Aike. (a) Vue aérienne (Imagerie ©2013 TerraMetrics, Données cartographiques ©2013 Inav/Geosistemas SRL, Mapcity, Google) du lac et position des stations décrites dans ce chapitre. (b) Station PAVF-005: affleurement des dépôts de la Formation de Santa Cruz. (c) Station PAVF-001: affleurement du dépôt de moraine.

Qui plus est, comme suggéré par différents auteurs tels que Suhr et al. (2006) pour l'ensemble des maars, le processus de subsidence du matériel volcanoclastique remplissant le cratère et le diatrème, favorisant l'élargissement du cratère, est ici amplifié par la colonne d'eau, d'une hauteur de 100 m, et par le fait que le matériel soit saturé en eau.

#### a) Dépôts pré-maar

Les dépôts entourant le lac sont majoritairement des sédiments fluvioglaciaires et des tills qui sont des vestiges des glaciations qui se sont produites au cours du Plio-Pléistocène (Coronato et al., 2004; Zolitschka et al., 2006). Ces dépôts reposent sur les grès de la Formation de Santa Cruz, aussi exposée autour du lac et dont les affleurements montrent principalement un grès gris très bien trié, pauvrement cimenté avec localement des laminations entrecroisées (Figure 3.38b).

À la station PAF-001 un affleurement de till (Figure 3.38c) situé dans le coin NE du lac, a pu être étudié. Ce dépôt mal trié ( $\sigma_{\phi} = 2,9$ ) contient d'abondants fragments arrondis dans une matrice boueuse de couleur beige (Figure 3.13). Les fragments arrondis sont de taille et de nature variée : on retrouve des grès, du gneiss, du schiste argileux, plusieurs types de granitoïdes, etc., allant de quelques millimètres à 10 cm.

Au SSE du lac, dans un ravin, se trouve un affleurement de la Formation de Santa Cruz (stations PAVF-005 et -006). Ces dépôts d'origine fluvio-glaciaire ont une stratification oblique et sont composés de matériel fin grisâtre. Les angles de pendage des lits sont différents de ceux caractérisant les dépôts d'écoulement pyroclastique de faible densité qui sont à faible pendage et entrecroisés. Ce dépôt est très bien trié ( $\sigma_{\phi} = 0,5$ ) comparativement au dépôt de till introduit précédemment (Figure 3.13).

Le volcanisme a débuté dans cette zone avec la mise en place de coulées de lave mafique et d'un possible cône de scories/ « *spatter* » dans le coin ouest et SW du lac. Ces dépôts ont été datés par la méthode Ar-Ar à  $1,19 \pm 0,02$  Ma par Zolitschka et al. (2006). Le cratère qui contient la laguna Potrok Aike recoupe ces produits volcaniques. À la station PAVF-054, une coulée de lave de plus de 10 m d'épaisseur est exposée, avec des colonnes de plus de 1,15 m de large (Figure 3.39a). La lame mince associée montre que la lave est faiblement vésiculaire et riche en phénocristaux d'olivine qui sont pseudo-automorphes à squelettiques dans une matrice finement cristalline (plagioclase, olivine et pyroxène) (Figure 3.39b).

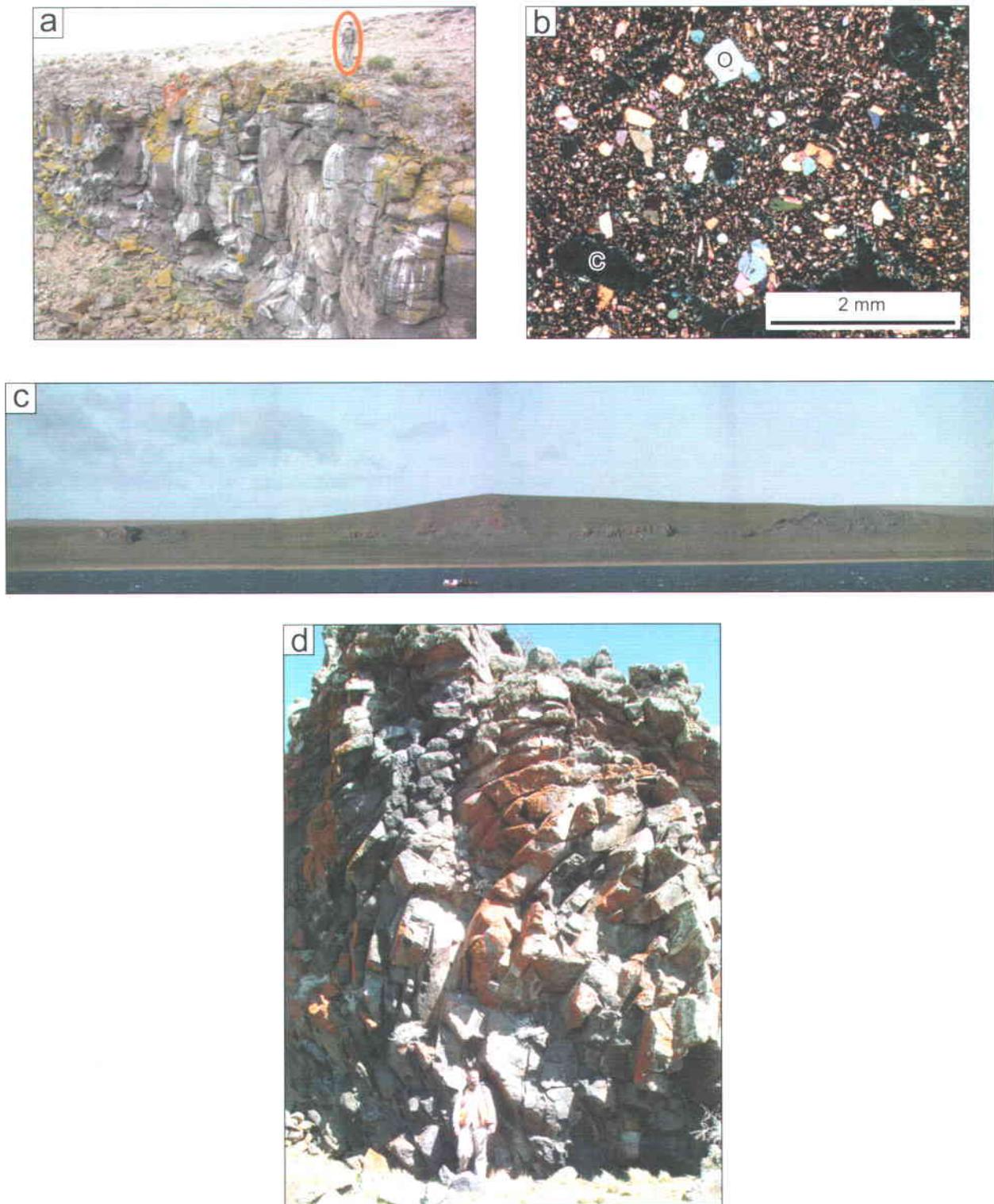


Figure 3.39. Les basaltes pré-maar de la Laguna Potrok Aike. (a) Vue sur la coulée de lave, station PAVF-054. (b) Microphotographie, en lumière polarisée analysée, de cette coulée. La roche est constituée principalement de cristaux plus ou moins grands d'olivine (O). (c) Vue panoramique de la séquence basaltique. (d) Vue sur la coulée de lave faisant partie de la séquence basaltique pré-maar du SO du lac, station PAVF-068. C = colle.

Le long du côté SSW du lac, un affleurement discontinu sur 500 m (Figure 3.39c) montre plusieurs éléments. Du SE vers le NW sont exposés : une coulée de basalte massive avec des colonnes de refroidissement (PAVF-068; Figure 3.39d), un dépôt de « *spatter* » (PAVF-075), des scories (PAVF-069), un dépôt de « *spatter* » semi-soudé non cristallisé avec environ 40% de vésicules non déformées jusqu'à 1 cm de diamètre (PAVF-070 et -071) et enfin un dépôt de « *spatter* » agglutiné à la station PAVF-072.

#### b) Dépôts possibles du maar

L'anneau pyroclastique du maar Potrok Aike semble avoir été largement érodé, mais des vestiges ont été signalés à l'est du lac (Zolitschka et al., 2006), et revisités pour la présente étude. Les affleurements sont rares et très minces sur cette pente. Premièrement, à la station PAVF-078, un dépôt induré de couleur beige et sans structures internes a été observé. La distribution granulométrique est polymodale avec tout de même une classe granulométrique très dominante (3.40). Cet échantillon est très bien trié ( $\sigma_{\phi} = 0,9$ ) et relativement grossier ( $Md_{\phi} = -1,2$  ou  $\sim 2$  mm) (Figure 3.13). Il se compose en majorité de fragments juvéniles (77%vol) et tout particulièrement en fragments de sidéromélane palagonitisée (63%vol); la proportion en fragments lithiques est de 14%vol et la proportion en cristaux libres est de 4%vol (Tableau 3.3). La forte proportion en fragments de sidéromélane palagonitisée ainsi que la présence de fragments lithiques indiquent plus particulièrement une origine phréatomagmatique. Cet échantillon tombe à la fois dans le champ des retombées et dans le champ des courants pyroclastiques de faible densité et, malgré les observations de terrain, il est difficile d'interpréter correctement son mode de mise en place (Figure 3.13).

La station PAVF-079, localisée dans un ravin très superficiel dans le coin SE du lac, montre un dépôt semblable au dépôt vu à la station PAVF-078 c'est-à-dire induré et de couleur beige sur 30 cm d'épaisseur avec un pendage d'environ  $10^{\circ}$  en direction du lac montrant une granulométrie de tuf et tuf à lapillis (Figure 3.41a). Deux échantillons (PAVF-079A et PAVF-079B), ont été prélevés dans cet affleurement. Ceux-ci ont une granulométrie similaire peu grossière et plus fine que l'échantillon PAVF-078 ( $Md_{\phi} = 0,4$ ) mais un tri variable : PAVF-079A étant très bien trié ( $\sigma_{\phi} = 0,7$ ) tandis que PAVF-079B est bien trié ( $\sigma_{\phi} = 1,7$ ) (Figure 3.13). De plus, ces deux échantillons diffèrent dans leur composition.

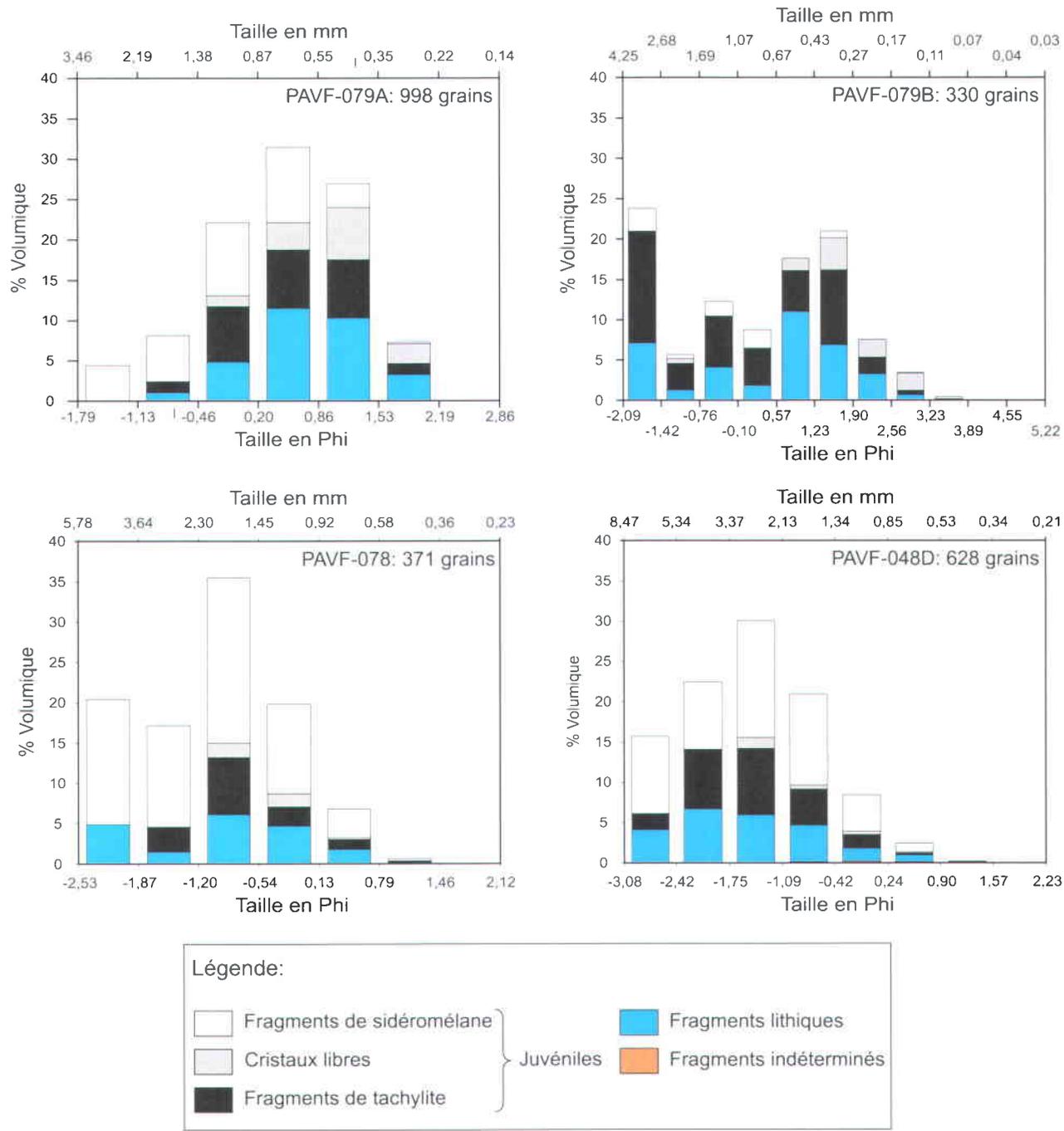


Figure 3.40. Distribution granulométrique et de composition pour les échantillons provenant des secteurs SE et E de la Laguna Potrok Aike.

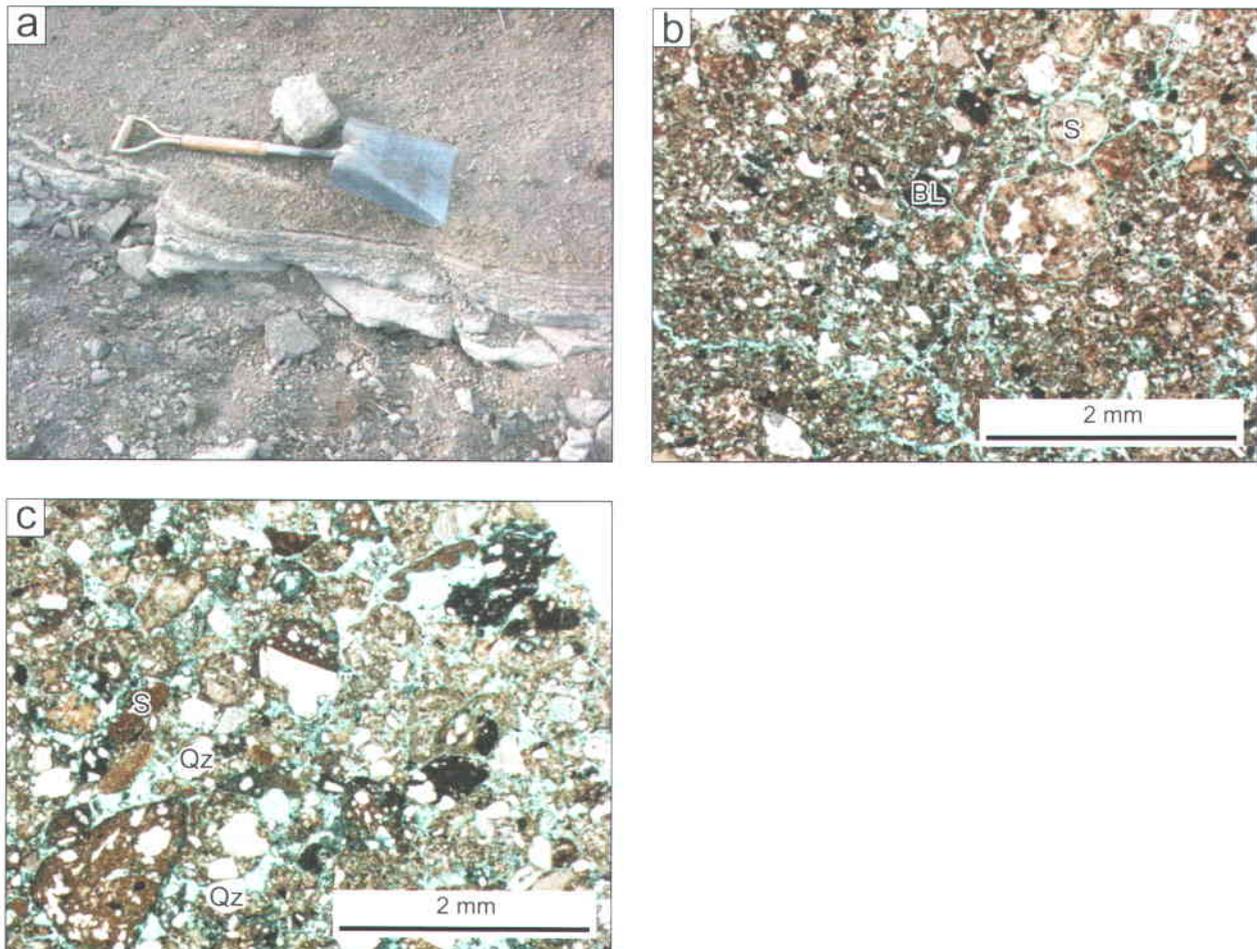


Figure 3.41. Affleurement d'un présumé dépôt phréatomagmatique dans le secteur ESE de la Laguna Potrok Aike et pétrographie (PAVF-079). (a) Vue globale de l'affleurement. (b) et (c) Microphotographies de lames minces des échantillons PAVF-079A et PAVF-079B, respectivement. Les échantillons sont principalement composés de sédiments variés dont une grande proportion de quartz mono- et poly-cristallin. Les fragments juvéniles sont très difficilement identifiables. Quelques rares basaltes lithiques sont présents. BL = basalte lithique, Qz = quartz, S = sédiment.

L'échantillon PAVF-079A a une distribution granulométrique uni-modale asymétrique et se compose de fragments de sidéromélane palagonitisée (32%vol), de fragments tachylitiques (24%vol), d'une large proportion de fragments lithiques (31%vol) et de quelques cristaux libres (13%vol) (Figure 3.40, Tableau 3.3). L'échantillon PAVF-079B a quant à lui une distribution polymodale, plusieurs classes granulométriques dominantes, et est beaucoup plus riche en fragments de tachylite (45%vol) tandis que sa proportion en fragments de sidéromélane palagonitisée est bien plus faible avec seulement 8%vol; la proportion en cristaux libre de 11%vol est relativement semblable à l'échantillon PAVF-079A (Figures 3.40, 3.41b et 3.41c; Tableau 3.3).

La présence de fragments juvéniles de vésicularité variable, de fragments juvéniles de sidéromélane palagonitisée, de fragments lithiques et de cristaux libres implique une origine phréatomagmatique. L'échantillon PAVF-079A tombe à la fois dans le champ des retombées pyroclastiques et celui des courants pyroclastiques de faible densité tandis que l'échantillon PAVF-079B tombe dans les trois champs (Figure 3.13). Une fois encore le mode de mise en place de ces dépôts reste difficile à identifier.

À l'œil nu les fragments juvéniles ne sont pas observables, pourtant, un fragment unique provenant apparemment de ce secteur a été daté par la méthode Ar-Ar et a donné un âge de  $0,77 \pm 0,24$  Ma interprété comme l'âge du maar (Zolitschka et al., 2006; H. Corbella, communication personnelle, 2008). On peut mettre en doute la validité de cette datation compte tenu du faible volume de matériel apparemment analysé et de son état vraisemblablement altéré. Qui plus est, avec l'absence d'un anneau pyroclastique complet autour du cratère, l'appartenance de ces dépôts à l'éruption ayant donné naissance au maar Potrok Aike est sujette à discussion.

Dans le but de mieux caractériser la stratigraphie pyroclastique, et de vérifier l'état de préservation de l'anneau pyroclastique, différentes tranchées ont été creusées à la pelle autour du lac. Pour trois des quatre tranchées (PAVF-007, -048, -052; Figure 3.38) une section stratigraphique a été réalisée et une description des différentes unités en termes de granulométrie (tamisage) et de nature des fragments sera proposée.

La tranchée à la station PAVF-053 (Figure 3.42a), a été creusée dans le coin NNE du lac, au dessus de la terrasse principale, dans la pente. Elle a exposé un dépôt de till in situ (Figure 3.42b) recouvert par une couche de matériel remobilisé composé de dépôts pyroclastiques et de till. L'échantillon prélevé dans la couche de matériel remobilisé est composé de matériel grossier ( $Md_{\phi} = -2,4$ ) et est bien trié ( $\sigma_{\phi} = 1,8$ ) (Figure 3.13).

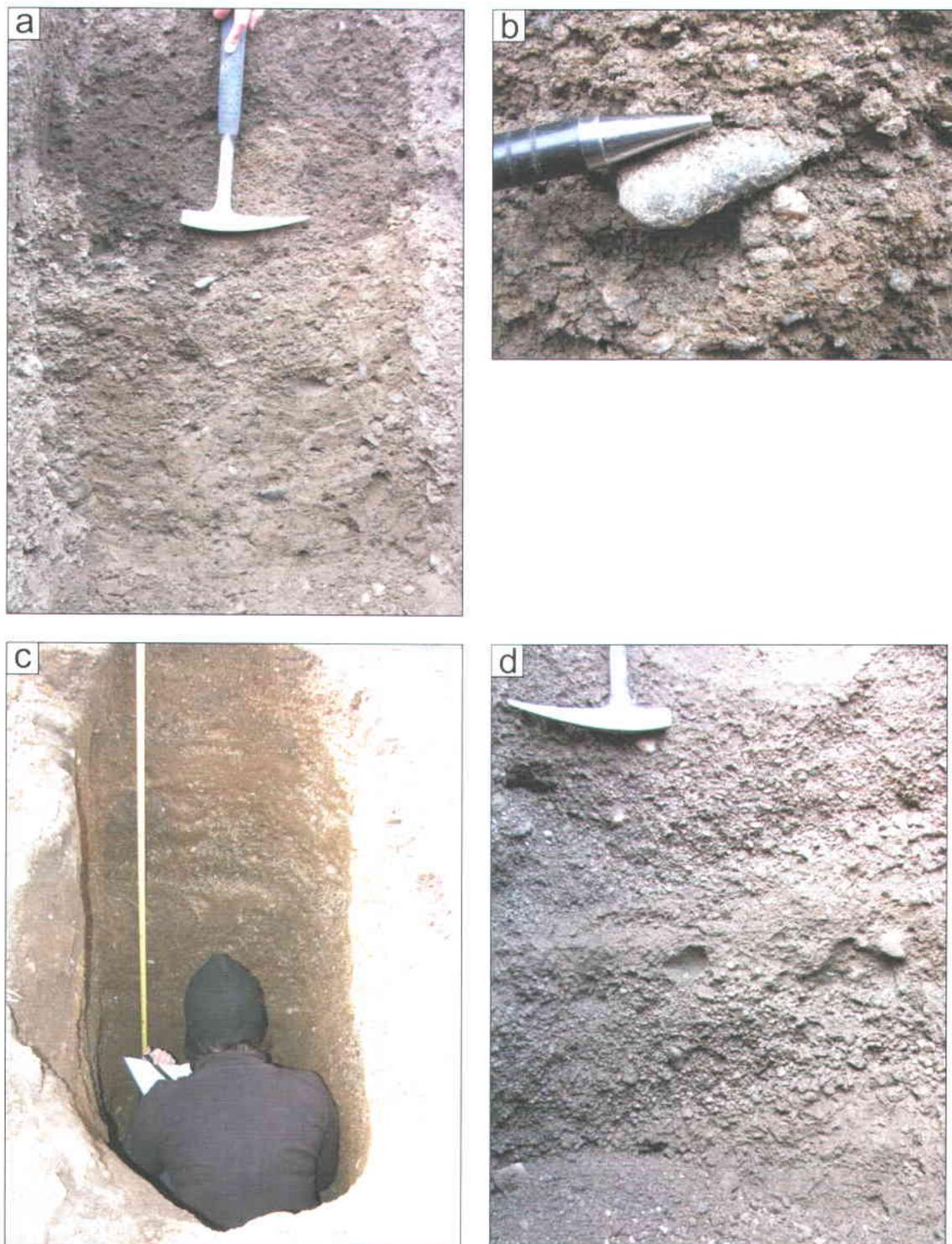


Figure 3.42. Tranchées dans le secteur NNE de la Laguna Potrok Aike. (a) Vue globale de la tranchée PAVF-053. (b) Vue rapprochée sur un fragments lithique arrondi, provenant du dépôt de till, appartenant à la tranchée PAVF-053. Cette tranchée expose du matériel remobilisé composé de matériel glaciaire et de scories . (c) Vue globale de la tranchée PAVF-007. (d) Vue sur la base de la tranchée PAVF-007. Cette tranchée expose des dépôts d'origine incertaine composés de scories et de matériel glaciaire.

Cet échantillon a un tri meilleur que l'échantillon de till identifié à la station PAVF-001 mais un  $Md_{\phi}$  similaire. Il est donc possible d'affirmer qu'aucun dépôt pyroclastique primaire n'appartenant à l'anneau de dépôts pyroclastiques du maar ne se trouve à cette altitude dans ce secteur.

La tranchée de 1,40 m de profondeur à la station PAVF-007 (Figure 3.42c) a été creusée quelques mètres au-dessus de celle de la station PAVF-053. La tranchée expose des dépôts d'origine incertaine, comprenant des scories noires et une faible proportion de fragments lithiques arrondis ressemblant fortement au matériel graveleux observé dans les dépôts de till (Figure 3.42d). Quelques fragments lithiques anguleux de natures variées ont été observés : gneiss, quartzite, granite. Il semble s'agir d'un mélange de moraine et de matériel pyroclastique et il est peu plausible que ce soit un dépôt appartenant à l'anneau pyroclastique du maar. Une section stratigraphique détaillée de cette séquence a toutefois été réalisée (Figure 3.43) et six couches ont été mises en évidence, sur la base de la granulométrie, allant de 5 à 40 cm d'épaisseur. Cinq de ces couches (couches A à E) ont été échantillonnées pour une analyse granulométrique et les couches B, C et E pour une analyse géochimique des fragments juvéniles (se référer à la section Géochimie et Pétrologie). Ces échantillons ont une granulométrie variable ( $Md_{\phi}$  varie de  $-1,7\phi$  pour l'échantillon PAVF-007A à  $-3,3\phi$  pour l'échantillon PAVF-007E) et un tri allant de très bien trié ( $\sigma_{\phi} = 0,8$  pour l'échantillon PAVF-007E) à bien trié dans l'ensemble ( $\sigma_{\phi}$  compris entre 1 et 2) (Figures 3.13, 3.44). Le bon tri suggère que le matériel d'origine pyroclastique domine sur le glaciaire dans les dépôts remobilisés.

La tranchée de la station PAVF-052 (Figure 3.45a) a été creusée à l'est du lac, au fond d'un ravin superficiel (Figure 3.38). Un trou de 1,30 m de profondeur a été excavé et une section stratigraphique détaillée de cette tranchée a été réalisée. Seize couches, allant de 1 à 35 cm d'épaisseur, ont ainsi pu être identifiées montrant une alternance entre des lits grossiers et des lits plus fins (Figures 3.45a, 3.45b, 3.46). Les couches grossières sont composées de scories et d'environ 20% de fragments lithiques. Les couches à grains fins sont identiques en termes de nature de fragments aux couches grossières. En revanche, en termes de proportion, on observe plus de fragments lithiques et possiblement des fragments palagonitisés, ce qui expliquerait la nature consolidée de certains niveaux plus fins. Quatre échantillons (localisation stratigraphique indiquée sur la figure 3.46) ont été prélevés dans ce trou (PAVF-052A, C, D et E) pour une analyse granulométrique.

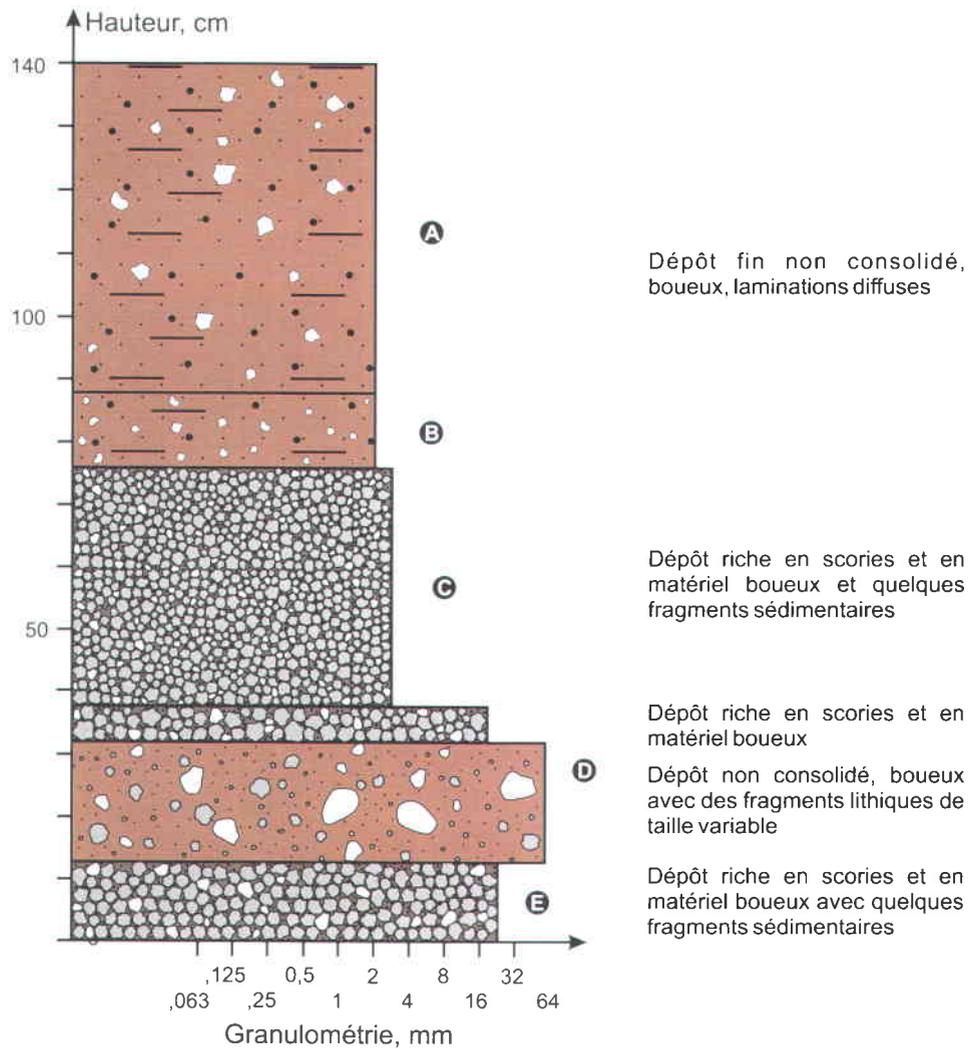


Figure 3.43. Section stratigraphique de la tranchée dans le secteur NNE de la Laguna Potrok Aike (PAVF-007).

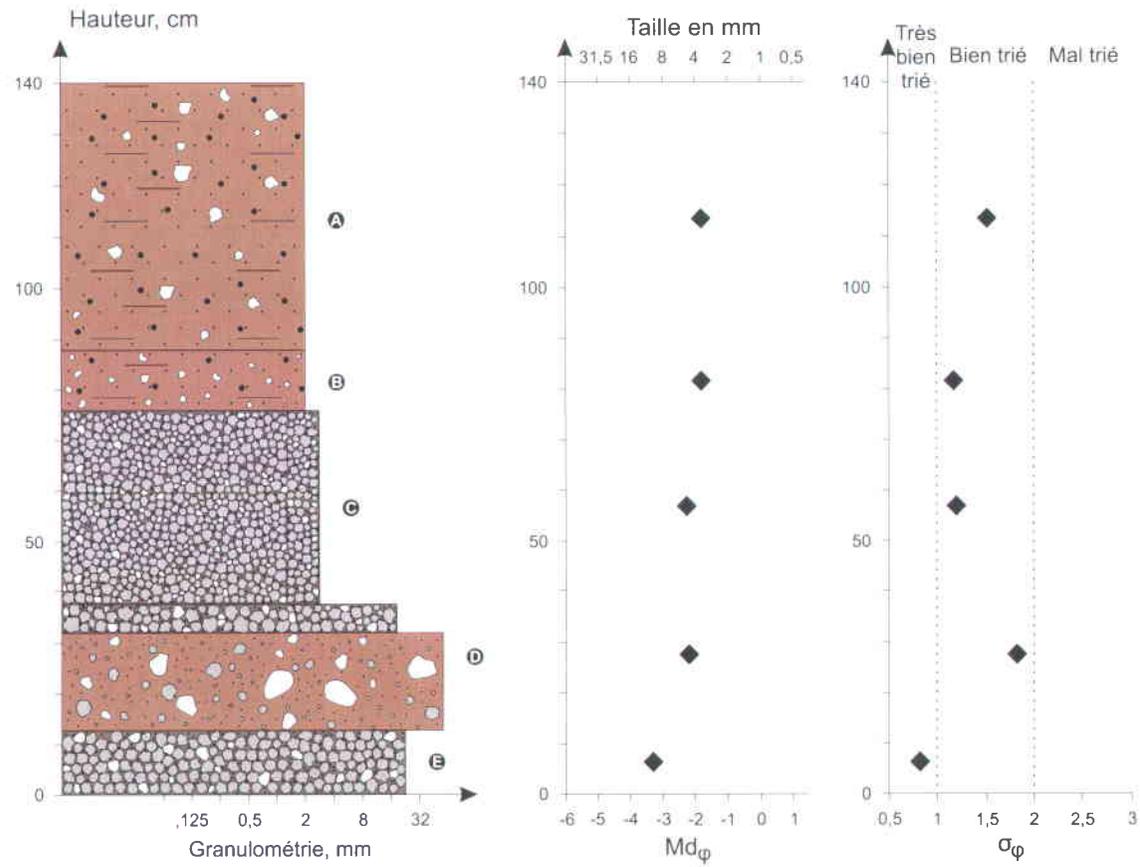


Figure 3.44. Variation verticale des paramètres de granulométrie (diamètre médian,  $Md_\phi$  et tri,  $\sigma_\phi$ ) pour la section stratigraphique du secteur N de la Laguna Potrok Aike (PAVF-007). Classement du tri selon Cas et Wright (1987).

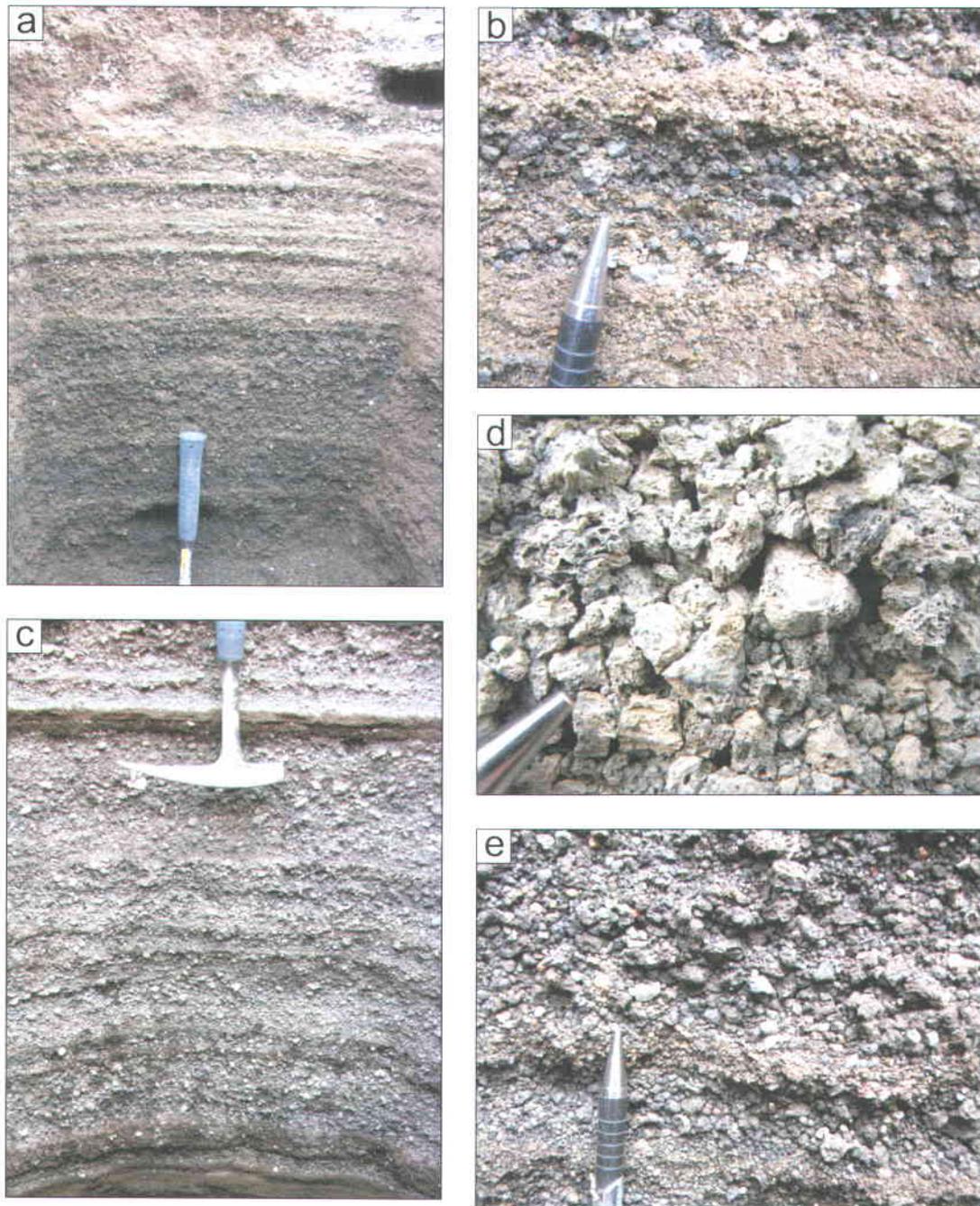


Figure 3.45. Tranchées du secteur E de la Laguna Potrok Aike. (a) Vue globale de la tranchée PAVF-052. (b) Vue rapprochée sur une alternance de lits à granulométrie plus ou moins grossière appartenant à la tranchée PAVF-052. Ces lits sont essentiellement composés de scories mais quelques rares lits se composent de fragments juvéniles de tachylites et de sidéromélane palagonitisée, de fragments lithiques et de cristaux libres d'olivines essentiellement, en proportion variable. (c) Vue globale de la tranchée PAVF-048. Cette tranchée expose des lits variable en terme de composition et de granulométrie. Cette tranchée est similaire d'un point de vue compositionnelle à la tranchée PAVF-052 mais plus de lits sont plus riche en fragments lithiques et en fragments juvéniles de sidéromélane palagonitisée. Vues rapprochées sur un lit grossier et bien trié de retombées de scories (d) et sur un lit à granulométrie plus fine et plus riche en fragments lithiques (e) appartenant à la tranchée PAVF-048.

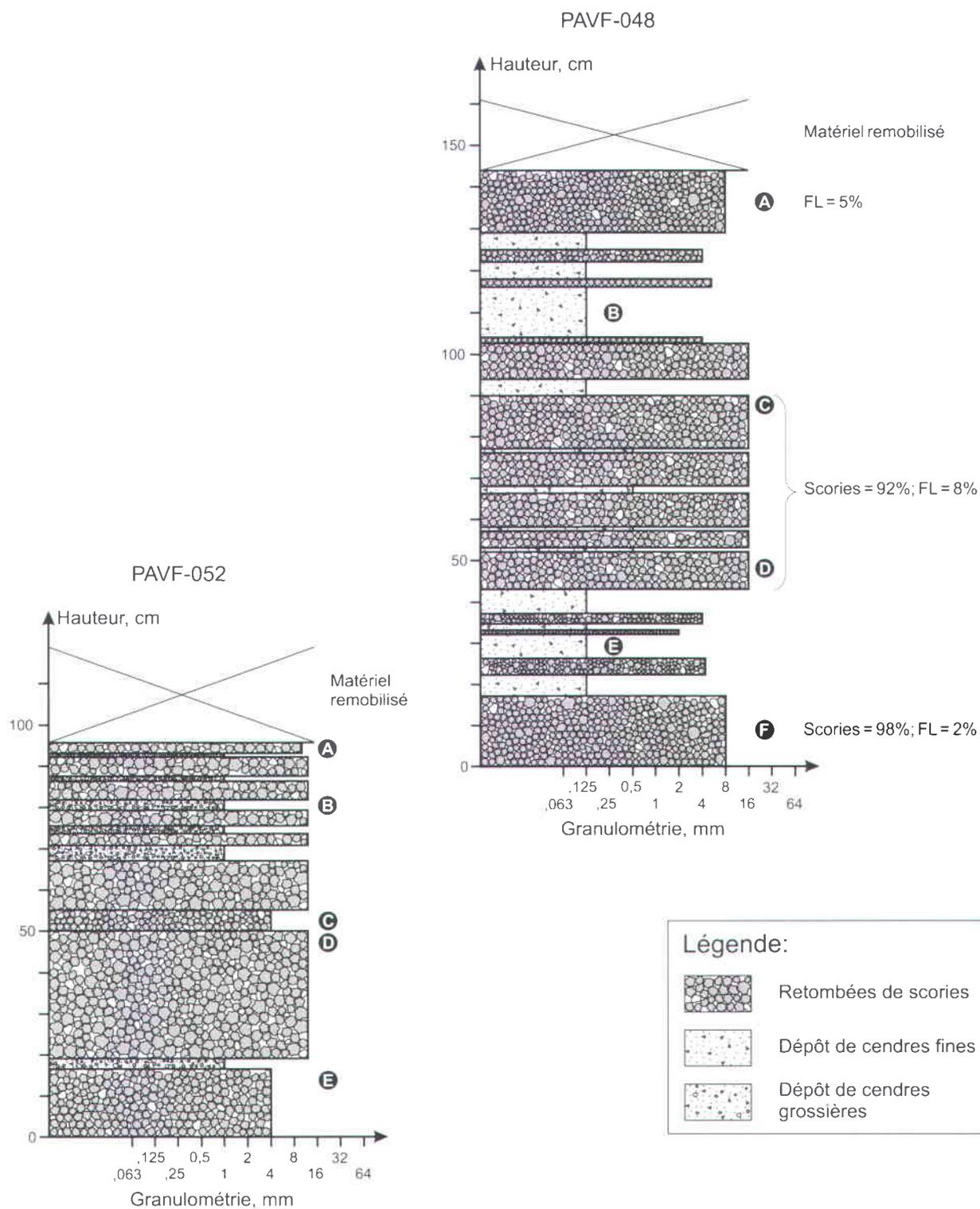


Figure 3.46. Sections stratigraphiques détaillées des tranchées du secteur E de la Laguna Potrok Aike. La tranchée PAVF-048 commence quelques centimètres au-dessus de la tranchée PAVF-052. FL = fragments lithiques. Les échantillons prélevés sont identifiés par une lettre encadrée.

Tous ces échantillons ont une granulométrie variable avec un  $Md_{\phi}$  allant de 1,3 (PAVF-052C) à 2,1 (PAVF-052D), un bon tri dans l'ensemble ( $\sigma_{\phi}$  varie de 1,3 pour les échantillons PAVF-052A, D et E à 1,7 pour l'échantillon PAVF-052C) et tombent à la fois dans le champ des retombées et des courants pyroclastiques de faible densité (Figures 3.13, 3.47). Comme indiqué précédemment, ces échantillons proviennent de lits composés en grande majorité de fragments de scories ce qui permet de supposer qu'il s'agit ici possiblement de dépôts de retombées d'origine magmatique.

La tranchée de la station PAVF-048 (Figure 3.45c) a été creusée dans le même ravin superficiel, à environ trois mètres vers l'est de la station PAVF-052 le long de la pente. Une section stratigraphique détaillée a aussi été réalisé pour cette tranchée (Figure 3.46).

Il s'agit d'une séquence stratigraphique de 1,60 m d'épaisseur qui expose environ 18 lits planaires subhorizontaux, allant de 1 à 50 cm d'épaisseur. Les couches grossières sont bien triées et constituées de scories non palagonitisées (Figure 3.45d) mais souvent enrobées d'une fine couche de boue, et de 2 à 8% de fragments lithiques de nature variée (grès rose, grès orange, granite, quartz, basalte et *shale* rouge). Quatre échantillons (PAVF-048A, C, D et F; localisation stratigraphique à la figure 3.46) ont été prélevés dans ces différents niveaux grossiers pour une analyse granulométrique. L'échantillon PAVF-048D, qui a servi d'échantillon test pour l'analyse granulométrique par traitement d'images et stéréologie, a pu être observé en lame mince et le matériel ainsi identifié (Figure 3.47). Cet échantillon se compose à 74% de fragments juvéniles dont 49% de sidéromélane palagonitisée, de 23% de fragments lithiques et de quelques pourcents de cristaux libres (Figure 3.41, Tableau 3.3). D'un point de vue granulométrique, le  $Md_{\phi}$  varie de -1,2 $\phi$  (PAVF-048A) à -2,1 $\phi$  (PAVF-048D) et le tri est bon ( $\sigma_{\phi} = 1,2$  pour les échantillons PAVF-048A, C et F et  $\sigma_{\phi} = 1$  pour l'échantillon PAVF-048D). Le reste des échantillons n'a pas fait l'étude d'une analyse compositionnelle détaillée comme l'échantillon PAVF-048D. Il est ainsi difficile d'identifier le degré de vésicularité des fragments juvéniles ainsi que leur degré d'altération. Ces échantillons se positionnent à la fois dans le champ des retombées et dans le champ des courants pyroclastiques de faible densité (Figures 3.13, 3.48). Les lits à granulométrie plus fine (Figure 3.45e) sont plus riches en fragments lithiques de même nature et composition que pour les lits grossiers, et contiennent possiblement de la palagonite.

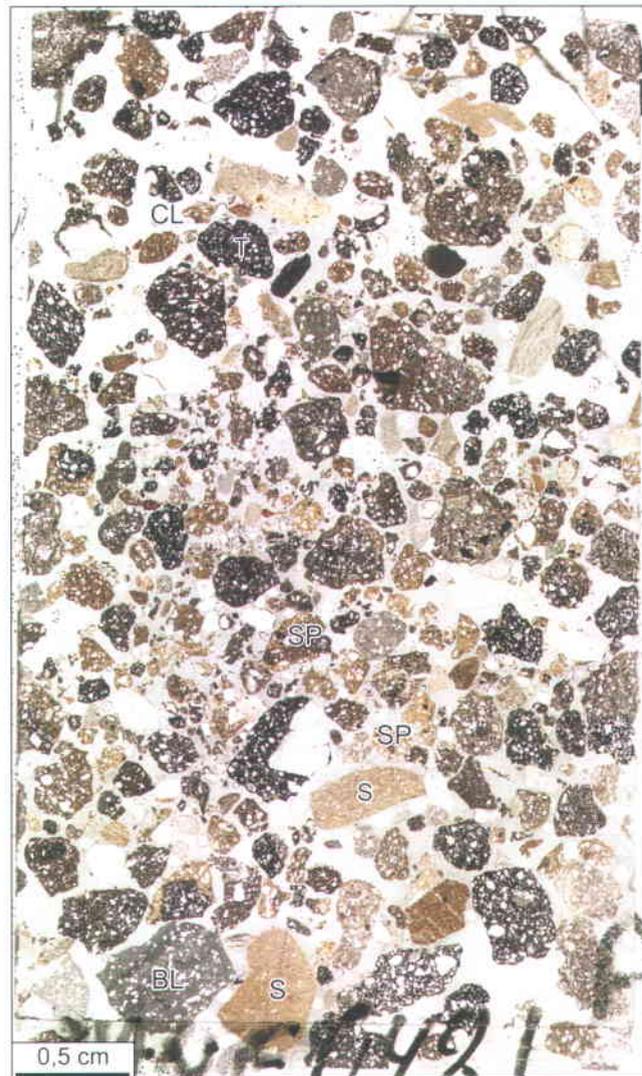


Figure 3.47. Composition de l'échantillon test PAVF-048D dans la partie Est de la Laguna Potrok Aike. Image numérisée de la lame mince PAVF-048D. Cet échantillon est riche en fragments juvéniles de sidéromélane palagonitisée peu à modérément vésiculaire (SP) et en fragments lithiques (S = sédiment; BL = basalte lithique). Il se compose aussi de quelques fragments juvénile de tachylite peu à modérément vésiculaire (T) et de cristaux libre (CL).

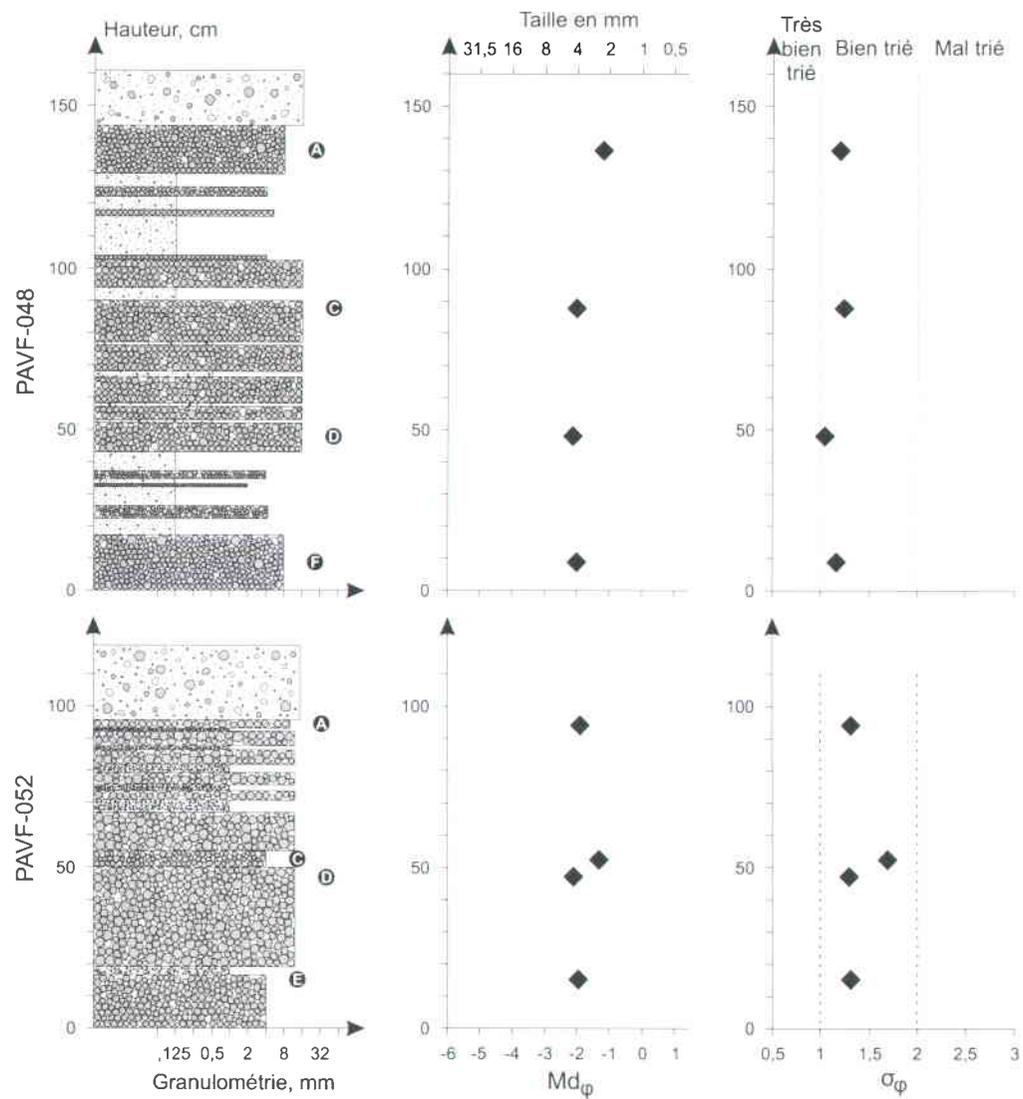


Figure 3.48. Variation verticale des paramètres de granulométrie (diamètre médian,  $Md_{\phi}$  et tri,  $\sigma_{\phi}$ ) pour la section stratigraphique du secteur E de la Laguna Potrok Aike. Classement du tri selon Cas et Wright (1987).

La présence de fragments de sidéromélane palagonitisée et de fragments lithiques indiquent une origine possiblement phréatomagmatique pour certains dépôts. Cependant, certains lits semblent avoir une origine magmatique (Figure 3.45d). Mais en raison de la difficulté à identifier clairement les fragments, le mode de fragmentation reste hypothétique pour l'ensemble de ces dépôts. Concernant le mode de mise en place pour les dépôts échantillonnés, il reste lui aussi incertain.

### c) Synthèse sur le maar Potrok Aike

L'absence d'un anneau pyroclastique bien préservé autour du maar Potrok Aike a mené à l'excavation de tranchées en différents points stratégiques autour du lac. Les dépôts du coin NNE du lac ne sont pas des dépôts pyroclastiques primaires. En revanche, ceux des tranchées à l'est du lac semblent primaires. Ces dépôts pyroclastiques lités présentent (i) pour certains des laminations/lits entrecroisées, (ii) une alternance de lits à grains fins avec des lits plus grossiers, (iii) une variation en termes de composition avec des lits essentiellement composés de fragments lithiques et des lits composés principalement de fragments juvéniles (mais avec quand même une proportion moyenne de lithiques en dizaines de pourcent), et, (iv) des lits consolidés du à la présence de palagonite. Les fragments juvéniles observés sont variés : certains fragments sont fortement vésiculaires, d'autres sont peu à modérément vésiculaires et tous peuvent présenter une couleur noire et/ou ocre. Des fragments de sidéromélane ont aussi été observés, et la quasi majorité de ces fragments est altéré en palagonite. Ces caractéristiques se retrouvent en partie dans les dépôts des tranchées PAVF-052 et PAVF-048 de l'est du lac, mais certains lits ressemblent fortement à des retombées stromboliennes (Figure 3.41d), jetant un doute sur l'origine des lits excavés. Il se peut que la totalité des dépôts phréatomagmatiques du maar Potrok Aike ait été érodé et qu'il s'agisse ici des dépôts pyroclastiques du « Chapeau Mexicain ». Une autre hypothèse à considérer est que les lits de scories (retombées pyroclastiques) peuvent représenter une phase plus magmatique de l'éruption du maar Potrok Aike et font bien partie de l'anneau pyroclastique du maar. Les lits très peu épais à grains fins, intercalés avec ces niveaux d'origine magmatique, semblent possiblement palagonitisés, pourraient alors représenter des dépôts phréatomagmatiques du maar.

## **3.7 Discussion**

Deux principaux types de dépôts pyroclastiques ont été identifiés lors de cette étude de terrain. Les dépôts pyroclastiques d'origine magmatique sont relativement aisément identifiables (fragments juvéniles très vésiculaires, pas/peu de fragments lithiques), tandis que les dépôts pyroclastiques d'origine phréatomagmatique sont plus complexes et requièrent une étude plus poussée. Ainsi, plusieurs paramètres/indices sont pris en compte et permettent d'identifier ce type de dépôt. Cependant, pris séparément ces paramètres/indices ne suffisent pas à identifier de façon certaine l'origine d'un dépôt. Généralement, la vésicularité, la granulométrie, la composition ainsi que l'observation ou non de structures internes ou de tout autres indices indiquant la présence d'eau sont utilisés ensemble dans le but d'identifier la nature d'un dépôt et de mieux contraindre le déroulement de l'éruption.

### **3.7.1 Vésicularité des fragments juvéniles**

Le paramètre de vésicularité, bien que très utile, ne suffit pas à lui seul pour identifier l'origine d'un dépôt pyroclastique de type phréatomagmatique (Houghton et Wilson, 1989). En effet, les éruptions explosives phréatomagmatiques se composent de fragments juvéniles pouvant présenter une large gamme de vésicularité allant de 0% à plus de 60% (Houghton et Wilson, 1989; Murtagh et al., 2011). En revanche, les éruptions explosives magmatiques produisent des fragments juvéniles généralement très vésiculaires. Toutefois, suivant la composition du magma et le taux d'éjection de celui-ci la vésicularité sera plus ou moins importante, comprise entre 70% et 98% ce qui reste malgré tout une gamme relativement restreinte par comparaison avec les fragments juvéniles d'origine phréatomagmatique (Houghton et Wilson, 1989; Mangan et Cashman, 1996). Le fort taux de vésiculation est le résultat typique d'une fragmentation magmatique qui se produit lorsque l'exsolution des volatiles contenus dans le magma atteint une certaine limite (Sparks, 1978; Kokelaar, 1986; Houghton et Wilson, 1989; Mangan et Cashman, 1996). La large gamme de vésicularité, fréquemment identifiée dans les dépôts phréatomagmatiques, indique une origine plus complexe étant donné que l'interaction eau-magma peut intervenir à n'importe quel stade dans le cycle de vésiculation. Ainsi, si l'interaction a lieu avant le pic de vésiculation, les fragments juvéniles auront un taux de vésiculation inférieur à 50% et si l'interaction a lieu après, le taux de vésiculation sera supérieur à 60% (Wilson et Walker, 1985; Houghton et Schmincke, 1986; Houghton et Wilson, 1989).

Mais une large gamme de vésicularité peut aussi indiquer du recyclage de fragments juvéniles (Taddeucci et al., 2004; Guilbaud et al., 2009; Schipper et al., 2011).

### 3.7.2 Granulométrie

La granulométrie est un autre indice permettant d'identifier l'origine d'un dépôt. Le matériel pyroclastique produit lors des éruptions explosives d'origine magmatique est caractérisé par une granulométrie généralement plus grossière que pour celui généré lors d'éruptions explosives phréatomagmatiques. En effet, l'interaction entre l'eau et le magma engendre une explosion puissante qui va fragmenter de façon très efficace le magma ainsi que la roche encaissante. Ainsi un dépôt magmatique caractéristique aura une distribution généralement unimodale avec par exemple un  $Md_{\phi}$  variable allant de  $-3,3\phi$  à  $0,9\phi$  et un tri variant de 1 à 2,7 (Costantini et al., 2009; Mattsson et al., 2011). Concernant les dépôts phréatomagmatiques, le  $Md_{\phi}$  peut par exemple varier de  $-2,60$  à  $0,95$  et le tri de  $2,25$  à  $0,73$  (Pardo et al., 2009).

### 3.7.3 Fragments lithiques

Un indice très favorable à une origine phréatomagmatique est l'abondance de fragments lithiques dans le dépôt puisque ceux d'origine magmatique sont généralement très pauvres ou même totalement dépourvus de fragments lithiques (Costantini et al., 2009; Sottili et al., 2009) excepté dans les « *lag breccias* » des dépôts d'ignimbrites (Druitt et Sparks, 1982; Bear et al., 2009). Les dépôts phréatomagmatiques peuvent en contenir une grande proportion : jusqu'à 80% ou 90% (Lorenz, 1973; Sottili et al., 2009). De plus, la composition des fragments lithiques peut renseigner sur une éventuelle migration latérale du lieu de l'explosion (Pardo et al., 2009; Sottili et al., 2009) et aussi sur la profondeur maximale atteinte par l'explosion puisqu'il s'agit d'un échantillonnage du substrat (Carrasco-Nuñez et al., 2007) quoique certains fragments lithiques puissent être transportés par des dykes vers le diatrème.

### 3.7.4 Structure

Les structures internes identifiées dans certains dépôts phréatomagmatiques, tels que les lits entrecroisés à faible angle, les laminations diffuses, la présence de chenaux etc., indiquent leur mode de mise en place à savoir soit un dépôt de retombée soit un dépôt de courants pyroclastiques de faible densité. Ces indications s'ajoutent à l'analyse granulométrique qui renseigne à la fois sur la granulométrie du dépôt, qui varie selon la distance par rapport à l'événement et selon l'efficacité de la fragmentation, et à la fois sur le tri qui sont des indices importants pour identifier la nature du mode de mise en place. Il est toutefois difficile de façon générale d'identifier clairement le mode de mise en place car souvent il y a un mélange de ces deux modes principalement au niveau de l'événement où il y a beaucoup de perturbations.

### 3.7.5 Recyclage

L'utilisation conjointe de ces différents paramètres/indices permet non seulement d'identifier la nature d'un dépôt pyroclastique mais permet aussi de comprendre plus en détail le déroulement de l'éruption. Ainsi, la vésicularité peut indiquer la nature de la fragmentation, mais peut aussi dans le cas de la fragmentation phréatomagmatique indiquer à quel moment dans l'histoire de la vésiculation l'interaction eau/magma se produit. Qui plus est, au sein d'un même dépôt, une large gamme de vésicularité peut simplement indiquer un recyclage de matériel. C'est aussi le cas pour une distribution polymodale des vésicularités des fragments juvéniles et la présence simultanée dans un même dépôt, comme observé au Maar Est du complexe des maars imbriqués par exemple, de tachylite et de sidéromélane (Houghton et Smith, 1993; Guilbaud et al., 2009). Le recyclage implique le remaniement des fragments lors de phases éruptives ultérieures. Par exemple, les fragments déposés au fond du cratère peuvent être recyclés ou encore les fragments qui forment l'anneau pyroclastique peuvent rouler vers l'intérieur du cratère et se retrouver à leur tour au fond de celui-ci. L'association de tachylite et sidéromélane est relativement courante malgré leur mode de formation différent (Taddeucci et al., 2004; Guilbaud et al., 2009; Schipper et al., 2011). En effet, la sidéromélane se forme par refroidissement rapide, généralement en raison de la présence d'eau, tandis que la tachylite se forme par refroidissement plus lent (Fisher et Schmincke, 1984; Murtagh et al., 2011).

Le recyclage reste une hypothèse avancée parmi d'autres qui tentent d'expliquer aussi la présence simultanée de ces deux types de verre volcanique. Lors d'une explosion phréatomagmatique, l'eau peut ne pas réagir entièrement avec le magma causant une hétérogénéité ce qui implique que certains fragments refroidiront plus ou moins vite suivant qu'il y ait contact direct ou indirect avec l'eau. Befus et al. (2008), dans leur étude d'un maar au Texas (États-Unis), ont eux aussi noté la présence simultanée de fragments juvéniles de sidéromélane, en grande proportion, et de tachylite, en proportion mineure, dans leur dépôts pyroclastiques et suggèrent que ces fragments résultent de la fragmentation de lots hétérogène de magma dans le conduit couplé possiblement à du recyclage.

### **3.7.6 Transition phréatomagmatique-magmatique et vice-versa**

Au cours d'une éruption, il n'est pas rare qu'il y ait un ou plusieurs changements dans le style éruptif : une éruption phréatomagmatique peut connaître des phases magmatiques à n'importe quel moment et vice versa. En effet, au cours d'une phase éruptive, le volume de magma ainsi que la quantité d'eau disponible dans le système peut varier : ainsi, des phases magmatiques mineures peuvent se produire au cours d'une phase phréatomagmatique majeure comme observé au maar Est. Aussi, il est très fréquent qu'une éruption phréatomagmatique se termine par un épisode magmatique lorsque l'apport en eau est insuffisant, par rapport au volume de magma, ou lorsque toute l'eau du système a été utilisée (Büchel et Lorenz, 1993; Cassidy et al., 2007; Németh et al., 2008; Paulick et al., 2008; Brand et al., 2009; Brand et Clarke, 2009; Calvari et Tanner, 2011; Németh et Cronin, 2011). Lors de la migration latérale de l'évent, de tels changements dans le style éruptif peuvent aussi se produire (Freda et al., 2006; Carrasco-Núñez et al., 2007; Brand et al., 2009; Németh et Cronin, 2011).

Sur le terrain, ces transitions dans le style éruptif vont être enregistrées dans les dépôts pyroclastiques. Les dépôts phréatomagmatiques sont généralement composés à la fois de fragments juvéniles, peu à moyennement vésiculaires, et de fragments lithiques en proportion significative. Ce sont le plus souvent des dépôts peu grossiers. À l'inverse, les dépôts magmatiques sont constitués essentiellement de fragments juvéniles fortement vésiculaires et relativement grossiers. Un changement dans le style éruptif se traduira donc par un changement en termes de proportion en fragments juvéniles et en fragments lithiques. De même, la granulométrie du dépôt ainsi que le taux de vésicularité des fragments juvéniles seront deux paramètres indicateurs.

Lorsqu'une éruption phréatomagmatique se termine par une phase magmatique, cela se traduit sur le terrain par la présence d'un cône de scorie au centre du cratère de maar ou encore par la présence de lac de lave ou de coulées de lave (Németh et al., 2008; Brand et al., 2009; Brand et Clarke, 2009). La présence de paléosol entre les dépôts pyroclastiques indique un arrêt significatif de la phase éruptive.

### 3.8 Conclusions du chapitre

Plusieurs dépôts pyroclastiques ont été observés puis étudiés aux différents sites présentés tout au long de ce chapitre. Certains dépôts ont une origine facilement identifiable comme les dépôts d'origine magmatique principalement observés à la rangée de maars Est-Ouest, à la série d'anneaux de « *spatter* », ou encore au « Chapeau Mexicain ». Ces dépôts bien que tous d'origine magmatique ne sont pas identiques : certains dépôts comme au « Chapeau Mexicain » sont composés de l'amoncellement de fragments juvéniles fortement vésiculaires de granulométrie relativement grossière avec la présence de bombes indiquant une éruption explosive marquée. Aux deux autres sites, le matériel juvénile s'est mis en place à une température relativement plus élevée qu'au « Chapeau Mexicain » et cela a conduit à la formation de « *spatter* » et même à de petites coulées de lave indiquant des éruptions explosives et effusives. Aucun fragment lithique n'a été observé dans ces dépôts.

Les différentes études de dépôts pyroclastiques d'origine phréatomagmatique au cours de ces dernières décennies ont permis de mettre en évidence plusieurs caractéristiques typiques de tels dépôts (Moore et al., 1966; Wohletz, 1983; Fisher et Schmincke, 1984; Morrissey et al., 2000). Ainsi, la granulométrie, la vésicularité et la morphologie des fragments sont des paramètres importants ainsi que la présence ou non de structures internes ou tout indice indiquant la présence d'eau au moment de l'éruption tel que les lapillis accréionnaires et les fragments juvéniles en choux-fleurs et/ou ayant incorporé des fragments lithiques. L'association de ces différents paramètres permet d'identifier de façon claire la nature d'un dépôt pyroclastique. Enfin, de telles observations sont aussi nécessaires pour comprendre le déroulement de l'éruption.

Les dépôts pyroclastiques du Maar Tito et du complexe des maars imbriqués sont relativement similaires : ils se composent d'une multitude de lits allant de quelques mm à plusieurs dizaines de centimètres d'épaisseur qui peuvent pour certains présenter des structures internes comme des lits entrecroisés à faible angle, des laminations diffuses, des chenaux. Ces dépôts se composent en proportion variable, de fragments juvéniles, de fragments lithiques de nature et de forme variée et de cristaux libres. Les fragments juvéniles se retrouvent sous forme de tachylite et/ou de sidéromélane, très souvent palagonitisée, au sein d'un même dépôt. Généralement ces fragments sont pas/peu à modérément vésiculaires. L'origine principalement phréatomagmatique pour les dépôts pyroclastiques à ces deux sites d'étude est confirmée par l'ensemble de ces indices. La nature polymodale des distributions granulométriques ainsi que la présence simultanée au sein d'un même dépôt de fragments de tachylite et de sidéromélane indique non seulement une certaine hétérogénéité lors de l'interaction eau-magma, mais aussi du recyclage de matériel au fur et à mesure des éruptions.

Le complexe des deux maars a été mis en place dans un contexte de substrat mixte : dépôts glaciaires « mous », coulées de lave, sédiments non-consolidés ou friables (Formation de Santa Cruz), roches sédimentaires. On retrouve toutes ces unités sous forme de fragments dans les dépôts pyroclastiques du maar Est. En effet, beaucoup de fragments arrondis, de grains de quartz et de feldspaths ont été identifiés dans ces dépôts, mais également des fragments de lave et aussi des fragments sédimentaires plus profonds. Toutefois ce sont les fragments d'origine peu profonde qui dominent, comme dans d'autres exemples ailleurs dans le monde (Valentine, 2012). Compte tenu de la dominance de formation « molles » près de la surface, le maar serait typique des substrats « mous », c'est-à-dire plus large et moins profond. Toutefois, une compilation des diamètres et profondeurs de plusieurs maars jeunes, effectuée par Ross et al. (2011) ne montre pas de contrôle évident du substrat sur la forme du maar immédiatement après l'éruption. C'est l'effondrement des murs du cratère après l'éruption qui agrandit parfois le cratère dans les environnements « mous ». Dans le cas du maar Est, le diamètre est relativement normal, comparativement aux maars sur terre; dans le cas du maar Ouest, plus large, il se peut que la forme du cratère soit le résultat de plusieurs événements et non dû majoritairement à la nature du substrat.

Concernant les dépôts pyroclastiques observés au maar Potrok Aike, ils divergent de ceux rencontrés au maar Tito et au complexe des maars imbriqués mais montrent tout de même des correspondances avec une origine phréatomagmatique pour certains d'entre eux, tandis que d'autres sont difficilement identifiables (remobilisation, origine incertaine).

Cette identification est d'autant plus hasardeuse que l'anneau pyroclastique n'est que très partiellement préservé autour du maar Potrok Aike en raison d'une érosion active au cours du temps, notamment par les vents forts typiques de la région. Enfin, les données bathymétriques et de sismique réflexion et réfraction montrent que le cratère actuel est bien plus grand que le diamètre du diatrème ce qui atteste non seulement d'une forte érosion des berges mais indique possiblement aussi une subsidence active.

Les observations faites au maar Potrok Aike et au complexe des deux maars imbriqués montrent que le rôle syn-éruptif de la nature du substrat semble jouer un rôle mineur sur la morphologie des maars. L'érosion et la subsidence post-éruptive semble être deux facteurs pouvant jouer un rôle majeur sur la morphologie des maars notamment dans le cas de substrats « mou » ou mixtes (Lorenz, 2003, 2007; Suhr et al., 2006; Németh et al., 2007; Pirrung et al., 2008).

## **CHAPITRE 4 :**

# **LES DIATRÈMES DU CHAMP VOLCANIQUE MISSOURI RIVER BREAKS, MONTANA (ÉTATS-UNIS)**

### **4.1 Introduction du chapitre**

Ce chapitre porte sur l'étude de certains diatrèmes d'âge Tertiaire dans le champ volcanique Missouri River Breaks (MRB), au Montana (États-Unis). Seuls des diatrèmes et des dykes ultramafiques sont préservés dans ce champ volcanique : les éléments plus superficiels comme les cônes de scories, les maars ou les coulées de lave ont été érodés. Ces diatrèmes se sont mis en place dans une succession de formations sédimentaires majoritairement non-consolidées. Ils ont d'abord été répertoriés et cartographiés par Hearn (1968, 1979). Selon Hearn (2012), le niveau d'exposition actuel des diatrèmes est situé 1300 à 1500 m sous la surface pré-éruptive. Une caractéristique majeure est la présence de litage abondamment développé dans les dépôts pyroclastiques remplissant les diatrèmes à ces profondeurs, ce qui est surprenant lorsque l'on sait que plusieurs diatrèmes deviennent non-lités à faible profondeur (quelques centaines de mètres) ailleurs dans le monde (White et Ross, 2011).

Suite à une visite de terrain à l'été 2009 guidée par B.C. Hearn, quatre diatrèmes parmi les plus intéressants, étant donné la qualité de leur exposition, ont été choisis. L'étude de terrain de ces diatrèmes a consisté en une description détaillée du matériel pyroclastique (composition, forme des fragments, granulométrie, épaisseur des lits), des intrusions ignées, des dykes sédimentaires et de toute autre unité présente. L'étude de terrain a été associée à un examen visuel en laboratoire de 108 échantillons prélevés dans les quatre diatrèmes, incluant une étude pétrographique de 55 lames minces. En raison du degré avancé d'altération des roches, aucune analyse géochimique n'a pu être réalisée. L'objectif de l'étude était d'obtenir un maximum d'informations pour mieux contraindre la formation de ces diatrèmes.

Ce chapitre débutera par une partie dédiée au contexte géographique et géodynamique du champ volcanique, à la nature du substrat et à l'hydrogéologie de la région. Viendra ensuite la description de la zone d'étude en général puis, plus précisément, des différents sites étudiés. S'en suivra une section présentant les caractéristiques principales observées dans les diatrèmes qui seront interprétées dans une cinquième partie. Enfin, un modèle de mise en place des diatrèmes du champ volcanique MRB sera proposé.

## **4.2 Contexte géographique et géodynamique**

### **4.2.1 La province alcaline du Montana**

Le champ volcanique MRB est situé dans la partie nord-centrale du Montana (Figure 4.1). Ce champ volcanique fait partie de la province alcaline ultramafique du Montana (Figure 4.2a). Les magmas sont riches en potassium (Downes et al., 2004). La province a été active du Crétacé tardif à l'Oligocène (69-27 Ma) et a connu deux phases d'activité majeures : (i) entre 69 et 58 Ma (Crétacé tardif-Paléocène) avec principalement la formation d'intrusions et (ii) entre 55 et 50 Ma (Éocène) qui a été le pic maximal avec de l'activité intrusive et extrusive (Marvin et al., 1973, 1980; Hearn et al., 1989). Le champ volcanique MRB fait partie de cette deuxième phase (Marvin et al., 1980).

Le début de cette activité Éocène (identifiée aussi en Idaho) s'est produit pendant l'orogène Laramide, conséquence de la subduction de la plaque Farallon sous la plaque Nord-américaine (Baker, 1994). Cette activité a produit d'importants soulèvements accompagnés d'un magmatisme abondant (Chadwick, 1972). Ces différents soulèvements/centres ignés, dont la position est indiquée sur la figure 4.2a, sont : (1) Little Rocky Mountains (67-60 Ma), (2) et (3) Sweetgrass Hills et Bearpaw Mountains (54-50 Ma), (4) Highwood Mountains (53-49 Ma), (5) Little Belt Mountains (activité majeure entre 55-49 Ma), (6) Eagle buttes (52-50 Ma), (7) Missouri River Breaks (52-47 Ma), (8) Mocassin Mountains (66-64 Ma) et (9) Judith Mountains qui exposent les roches les plus vieilles de cette province puisque son activité, plutôt sporadique, s'est déroulée du Crétacé tardif (69-68 Ma) à l'Éocène (47 Ma) (Diehl et al., 1983; Hearn et al., 1989; Baker et al., 1991). Cette activité se traduit par la formation de roches plutoniques (Little Rocky Mountains), d'éruptions volcaniques, avec (Bearpaw Mountains, Highwood Mountains) ou sans (Missouri River Breaks) écoulement lavique étendu et d'intrusions (Bearpaw Mountains, Highwood Mountains, Missouri River Breaks).



Figure 4.1. Carte de la localisation du champ volcanique Missouri River Breaks (Imagerie ©2013 TerraMetrics, Données cartographiques ©2013 Google).

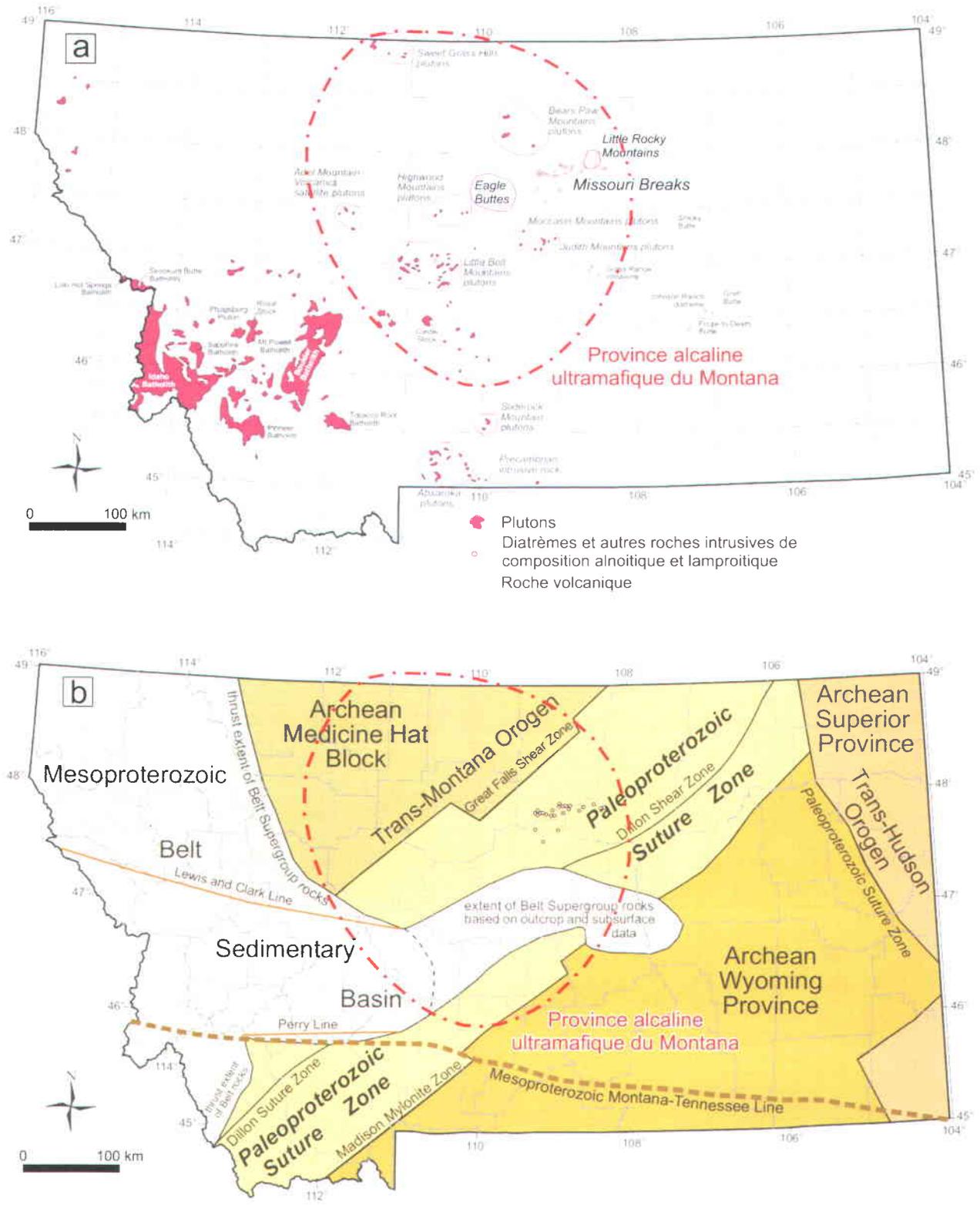


Figure 4.2. Cartes tectoniques et géodynamiques du Montana. a) Carte représentant les différents centres d'activité magmatique et volcanique. b) Carte de la géologie Précambrienne du Montana. Modifié d'après Vuke et al. (2007).

La déformation engendrée par les soulèvements provoqués par l'activité ignée a produit des glissements gravitaires causant ainsi des chevauchements; cela a aussi engendré la mise à nu par érosion des structures plutoniques et volcaniques (Bureau of Land Management, 2003).

L'activité magmatique ayant conduit à la formation de la province alcaline du Montana est complexe et sujette à discussion. Trois principaux modèles ont été proposés pour expliquer le magmatisme : (i) la rupture et le retrait de la plaque Farallon en subduction, de faible angle, du au ralentissement de la convergence en raison des mouvements de convections ascendant et de la décompression du magma asthénosphérique qui a été métasomatisé par des fluides dérivés de la plaque en subduction, pendant la fin du Crétacé ou en même temps que le magmatisme (O'Brien et al., 1991, 1995); (ii) un soulèvement asthénosphérique au travers de la fenêtre dans la plaque Farallon en subduction, couplé avec une extension crustale régionale qui a déclenché la fusion partielle du manteau lithosphérique métasomatisé (Madsen et al., 2006); et enfin (iii) un soulèvement asthénosphérique du à l'extension arrière-arc et à l'amincissement lithosphérique, par décompression, relié à la subduction de la plaque Farallon qui fournit une source de chaleur et/ou de fluides requis pour amorcer la fusion partielle dans le manteau lithosphérique (Dudás, 1991; Christiansen et al., 2002; Mirnejad et Bell, 2006).

Tous ces modèles partent du principe qu'il y a une interaction entre le manteau lithosphérique ancien, connu pour avoir été métasomatisé pendant le Protérozoïque, et le soulèvement asthénosphérique pendant l'extension lithosphérique régionale, avec une modification de la source mantellique par du métasomatisme rapidement après ou en même temps que le magmatisme ayant conduit à la formation de la province alcaline du Montana (Dudás, 1991; Macdonald et al., 1992; O'Brien et al., 1991, 1995; Christiansen et al., 2002; Dostal et al., 2003; Mirnejad et Bell, 2006).

#### *Modèle de Duke (2009)*

La province alcaline ultramafique du Montana fait partie de la province alcaline des grandes plaines, comprenant aussi les états du Dakota du Sud, le Wyoming et le sud de l'Alberta, qui fait elle-même partie de la ceinture volcanique de Kamloops-Challis-Absaroka à l'ouest de l'Amérique du Nord (Figure 4.3a). Elle représente l'activité magmatique Paléogène, loin de la fosse en direction de l'est, où les plaques Kula-Resurrection-Farallon ont subducté vers l'E/NE sous la plaque Nord-américaine.

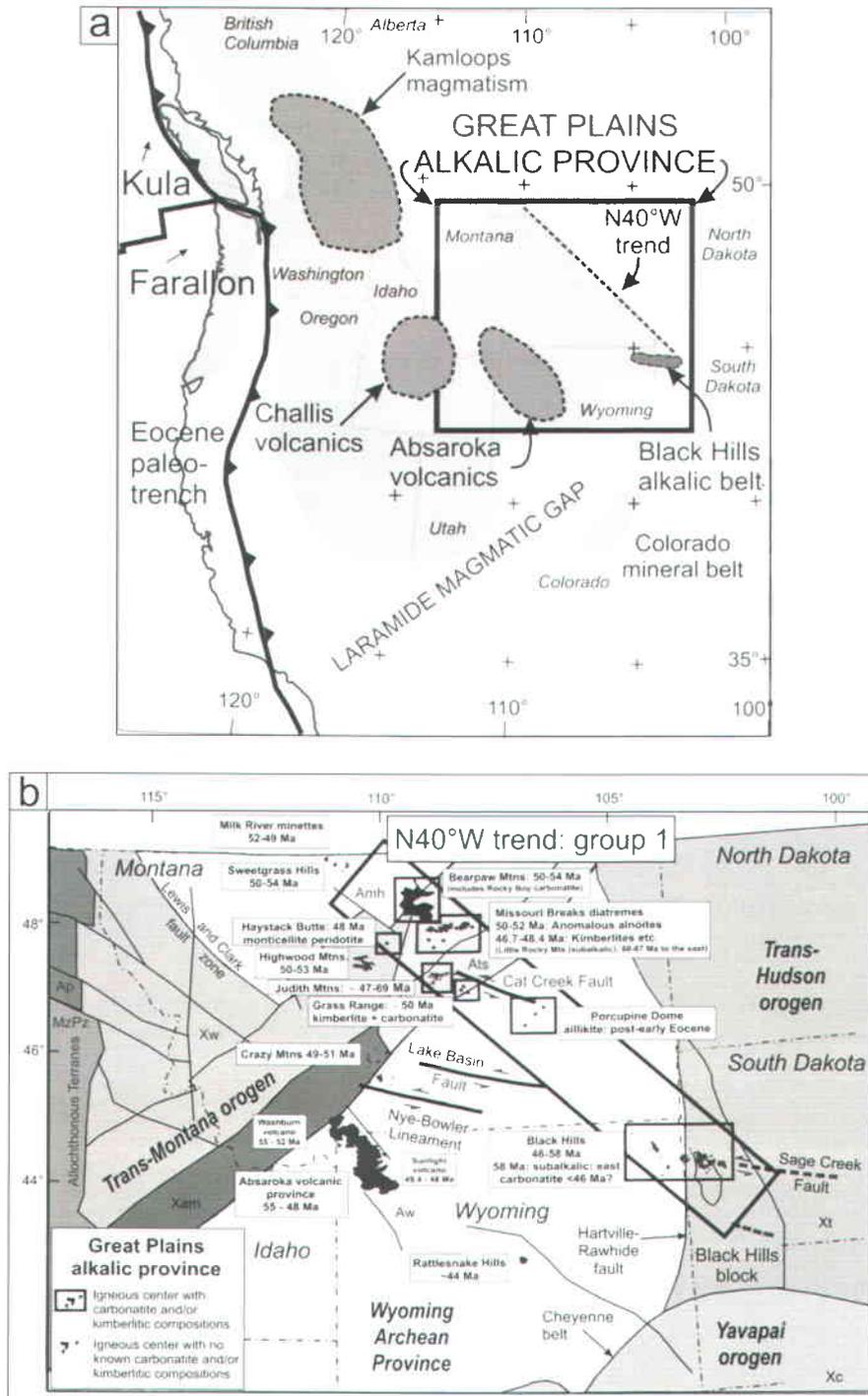


Figure 4.3. Cartes de localisation du magmatisme Paléocène-Éocène à la frontière entre le Canada et les États-Unis. (a) Les maars-diatrèmes du champ volcanique Missouri River Breaks se sont mis en place dans la province alcaline des grandes plaines et est le résultat de la subduction, sous la plaque Nord-américaine, de la ride médio-océanique séparant les plaques Kula et Farallon représentées sur cette carte. Le magmatisme Éocène est représenté en gris clair et les centres ignées en gris foncé. (b) Les maars-diatrèmes du champ volcanique MRB se sont mis en place le long d'une zone d'orientation N40°W dans la partie nord-centrale du Montana.

Entre le Crétacé tardif et l'Éocène moyen, la ride médio-océanique séparant les plaques Kula et Farallon est entrée en subduction sous la plaque Nord-Américaine (Figure 4.3b). Dans la province alcaline des grandes plaines, le magmatisme sub-alcalin a débuté plus tôt que le magmatisme alcalin dans un régime de contraintes compressives E-NE relié à cette subduction. Le magmatisme sub-alcalin a persisté jusque vers 52 Ma, d'ouest en est de la région, mais vers 55 Ma c'est le volcanisme alcalin qui a dominé (Irving et Hearn, 2003). Vers la fin du début de l'Éocène, l'intersection entre la ride médio-océanique et la fosse était proche de la latitude de Vancouver (Canada) avec la présence d'une fenêtre asthénosphérique à l'est de Vancouver s'étendant jusque dans la partie est du Montana, vers 49 Ma. À peu près à la même époque, l'extension lithosphérique E-NE et E-SE a commencé à l'ouest du Montana et en Idaho ainsi qu'au sud de la Colombie Britannique jusqu'au début de l'Éocène tardif. Le magmatisme ultramafique a quant à lui commencé au Miocène moyen. Les roches ultramafiques sont alignées le long d'un axe N40°W (Figure 4.3b) mais se sont mise en place dans des dilatations localisées et orientées NE le long de zone de cisaillement sénestre d'orientation WNW datant de l'orogène Laramide (fin Crétacé-fin Éocène) (Nelson, 1995; Doden, 1996, 1997) et de l'orogène trans-Montana (Précambrien) (Sims et al., 2004). Des ondes de cisaillement de faible vitesse ont été enregistrées dans la zone N40°W à des profondeurs de 50, 150 et 200 km indiquant que les conduits magmatiques ont du traverser ces profondeurs et probablement l'entière lithosphère. Après 50 Ma, il y aurait eu un changement dans le régime des contraintes passant de compressif à extensif permettant ainsi la pénétration dans la lithosphère de plus de liquide mantellique asthénosphérique. L'entière lithosphère dans la région répondrait à une extension dans l'ouest par une réactivation dilatationnelle le long d'anciennes zones de cisaillement sénestre à l'est, spécifiquement le long des zones de cisaillement WNW dans le Montana, le Wyoming et Le Dakota (Figure 4.3b, la zone de faille de Lake Basin et les alignements de Nye-Bowler). La source sous la lithosphère correspondrait pour les roches volcaniques du champ volcanique Missouri River Breaks et est appuyé par les rapports isotopiques des xénolites du manteau lithosphérique et donc proviendrait d'environ 170 km de profondeur<sup>1</sup> et cela supporte donc la présence d'une source sous-lithosphérique (Hearn et al., 1989; Carlson et Irving, 1994; Carlson et al. 1999, 2004; Hearn, 1999; Irving et Hearn, 2003).

---

<sup>1</sup> Les échantillons les plus profonds, prélevés par exemple dans les diatrèmes kimberlitiques de Williams et de Homestead, sont des péridotites à grenats. Les estimations thermobaryométriques suggèrent que ces échantillons étaient équilibrés pour des températures comprises entre 750°C et 1400°C et pour des profondeurs comprises entre 75 km et 190 km (Irving et Hearn, 2003).

La restriction du magmatisme ultramafique dans la zone N40°W s'explique par le fait que la bordure de la plaque en subduction, orientée N40°W, sous la plaque Nord-américaine atteignait la zone de transition (410-670 km) avec une plaque continue au NE et une fenêtre asthénosphérique au SW de la zone, qui dans ce dernier cas a donné lieu à du magmatisme diffus au cours de l'Éocène (Figure 4.4). Le soulèvement mantellique est localisé à la bordure de la plaque ce qui implique que le liquide mantellique était directement sous cette zone. L'absence de volcanisme au NE de cet axe s'explique par le fait que la plaque en subduction serait installée dans la zone de transition bloquant ainsi toute remontée du magma. Il se peut aussi que l'extension ait été relativement limitée plus à l'est ce qui a empêché la remontée du magma.

#### **4.2.2 Nature du substrat**

##### **a) Socle cristallin et métamorphique**

Le socle profond dans lequel s'est mis en place la province alcaline du Montana est constitué de roches archéennes et protérozoïques (Figure 4.2b) (Hearn, 2004; Foster et al., 2006). La majorité des centres intrusifs de la province alcaline sont situés au dessus de la zone tectonique de Great Falls, d'âge Précambrien, mais la province déborde aussi sur la province archéenne du Wyoming, au SE, et sur le bloc archéen de Medicine Hat, au NW. Ce dernier pourrait représenter l'extension sud de la province archéenne de Hearne ou la continuation vers le nord de la province archéenne du Wyoming (Foster et al., 2006). La zone tectonique de Great Falls, proche de la frontière séparant le Canada et les États-Unis, est enterrée par la sédimentation Phanérozoïque. Elle séparerait les provinces archéennes du Wyoming et de Hearne et serait tronquée par le bord ouest de l'orogène Trans-Hudson qui est la plus longue ceinture orogénique du début Protérozoïque en Amérique du Nord et qui représente un épisode majeur d'un amalgame du continent Nord-américain (Baird et al., 1996) (Figure 4.2b). Plutôt qu'une suture d'âge Protérozoïque entre ces provinces archéennes (Hoffman, 1988), elle pourrait représenter une zone de cisaillement intracontinentale possiblement réactivée à l'Archéen (Boerner et al., 1998). Au nord de cette zone tectonique de Great Falls, il y a le bloc de Medicine Hat de la province de Hearne qui est caractérisé par des fabriques d'orientation NW dans les champs gravitaires et magnétiques (Boerner et al., 1998). Au sud de cette zone, il y a la province du Wyoming qui est caractérisée par des fabriques magnétiques d'orientation NE et donc différentes de celles caractérisant la province de Hearne (Boerner et al., 1998).

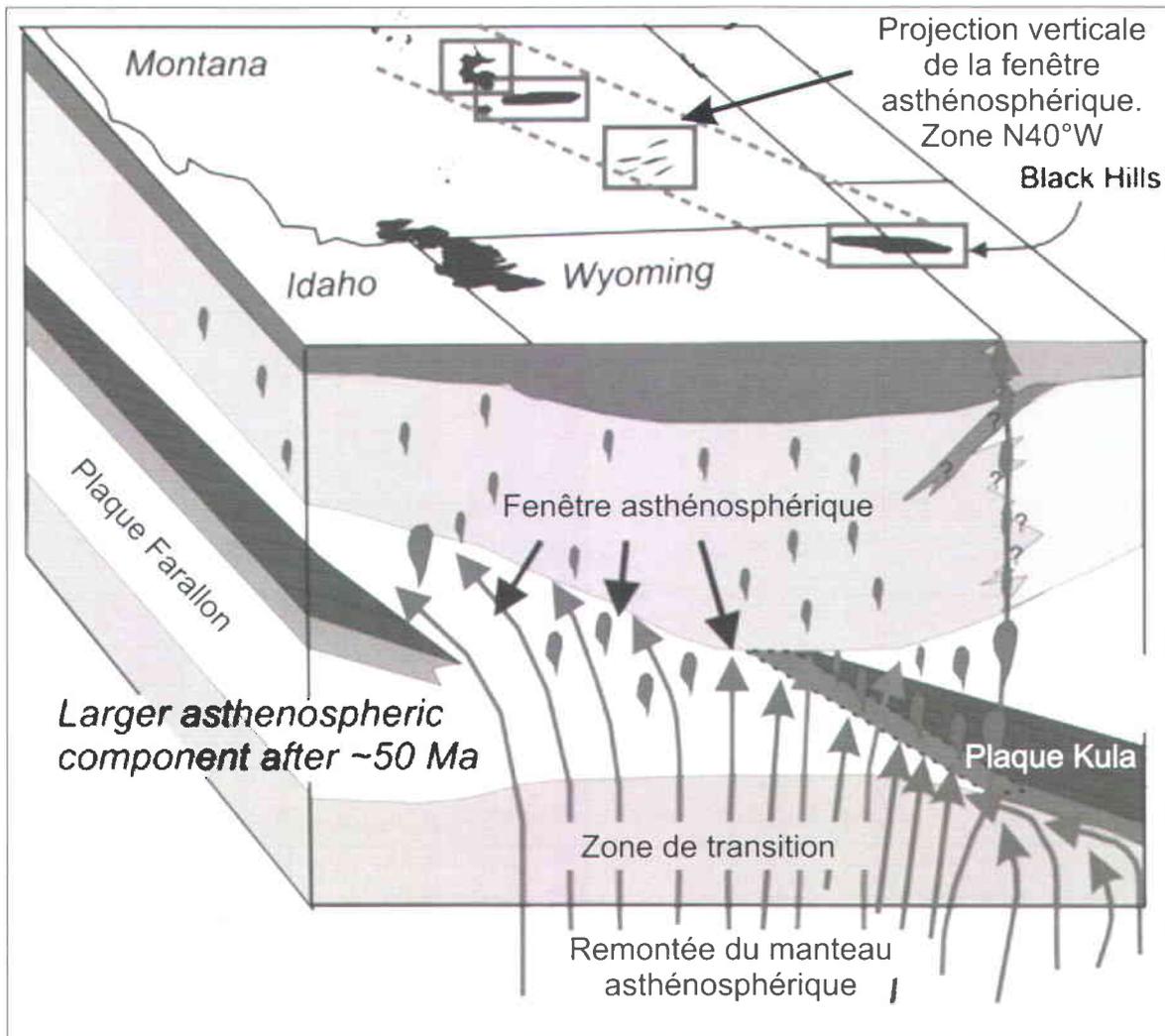


Figure 4.4. Schéma de la fenêtre asthénosphérique situé sous la plaque Nord-américaine au niveau de la partie nord-centrale des États-Unis. La subduction de la ride médio-océanique séparant les plaques Kula et Farallon sous la plaque Nord-américaine a conduit à la formation d'une fenêtre asthénosphérique et la production de magma ultramafique le long d'une zone N40°W dans la partie centrale du Montana. La plaque Kula est bloquée dans la zone de transition vers 400 km de profondeur. Traduit d'après Duke (2009).

Au nord de 47°N, le socle cristallin et métamorphique est recouvert en discordance par des couches sédimentaires d'âge Paléozoïque et Mésozoïque (Cambrien moyen à début Crétacé) d'environ 1500 m d'épaisseur. Au sud de 47°N, le socle cristallin est recouvert par les couches métasédimentaires du Super groupe de Belt (Marvin et al., 1973). Le socle cristallin précambrien est bien exposé au NW du parc national de Yellowstone (Wyoming) et dans la partie la plus au sud du Montana. En revanche, dans la partie centrale, le socle est enfoui sous d'autres séquences stratigraphiques excepté au niveau des soulèvements de Little Belt et Little Rocky Mountains (Hearn et al., 1989).

#### b) Roches et dépôts sédimentaires

Dans la partie centrale du Montana, les roches sédimentaires d'âge Phanérozoïque sont principalement des dépôts clastiques continentaux et marins du Mésozoïque, et des dépôts clastiques continentaux du début du Cénozoïque. Quant aux roches sédimentaires du Paléozoïque, ce sont majoritairement des carbonates marins (Hearn et al., 1989). Plus précisément, dans la zone d'étude, le socle cristallin est recouvert par 1070 m de roches sédimentaires d'âge Paléozoïque et Jurassique et par 1130 m de roches sédimentaires du Crétacé (Hearn, 1968). Les diatrèmes dans le champ volcanique MRB se sont mis en place dans une séquence sédimentaire majoritairement meuble d'âge Crétacé supérieur à Éocène inférieur (Figure 4.5).

Pendant le Crétacé moyen à tardif, la partie intérieure ouest de l'Amérique du Nord est devenu un bassin d'avant-pays, s'étendant du Mexique à l'océan Arctique et de la partie est de la Colombie Britannique à l'ouest de l'Ontario. La mer Téthysienne du Golf du Mexique et la mer Boréal de l'océan Arctique ont envahi le bassin. Cela a persisté jusqu'au Maastrichtien en s'étendant et rétrécissant (He et al., 2005; Miall et al., 2008; Miall, 2009). Les différentes unités sédimentaires du Crétacé (Figure 4.5) se sont déposées dans ce bassin au cours des phases de transgressions et régression marines successives.

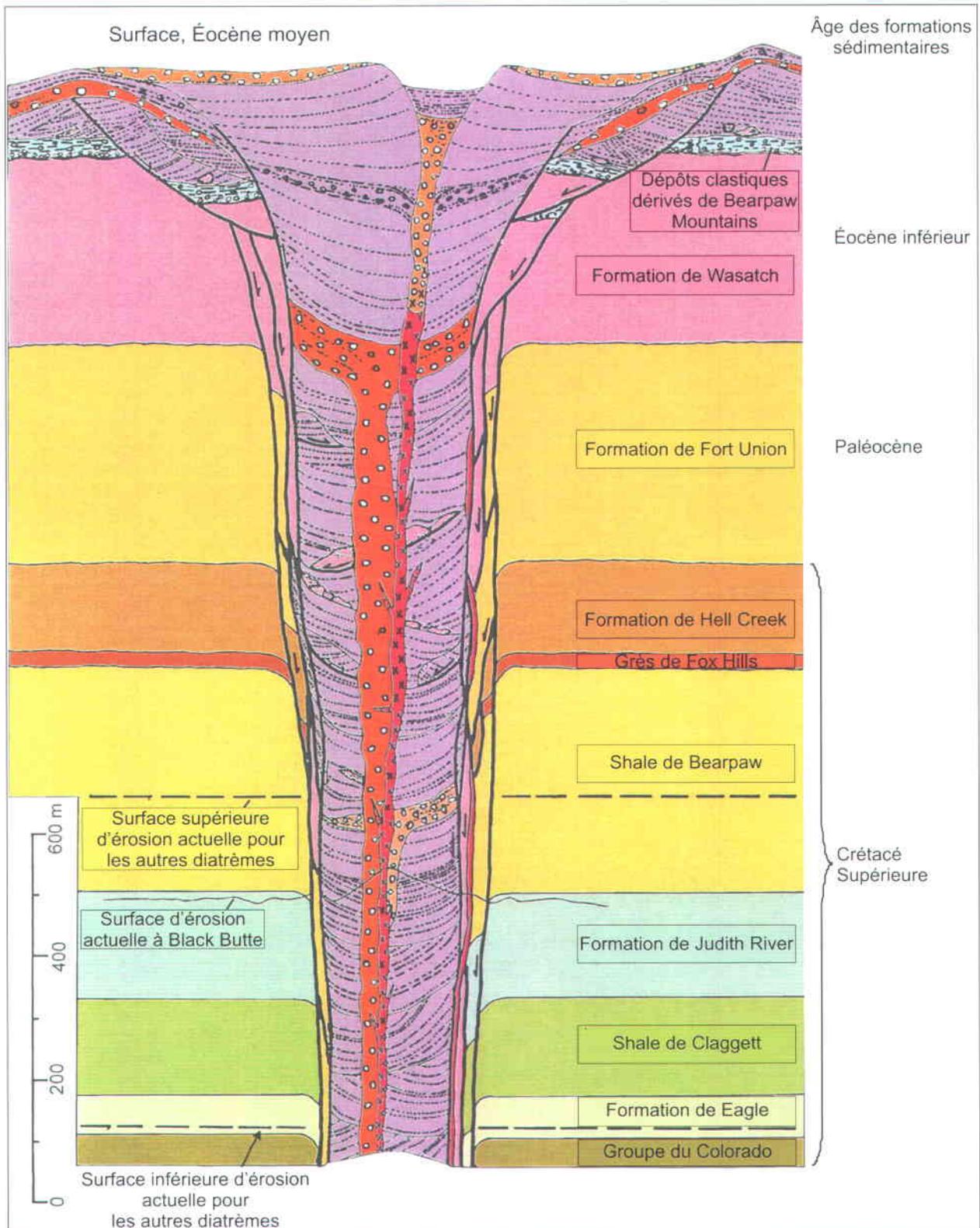


Figure 4.5. Coupe stratigraphique des formations sédimentaires de la région des Missouri River Breaks et reconstitution schématique d'un diatrème. Les épaisseurs des sédiments ont été mesurées dans la région des Bearpaw Mountains (Hearn, 2012). Traduit de Hearn (1968).

La plus ancienne formation sédimentaire dans laquelle ce sont mis en place les diatrèmes est le Groupe du Colorado, de nature essentiellement argileuse et comprenant des conglomérats, du grès et du siltstone (Porter et Wilde, 2001; Wilde et Porter, 2001). Cette séquence est recouverte par la Formation d'Eagle, qui se compose de grès grossiers de couleur gris clair à couleur chamois avec des concrétions ferrugineuses. Ce sont des dépôts à faciès de plage et de barrière, mis en place pendant la première régression majeure ayant affecté le bassin (Porter et Wilde, 2001; Wilde et Porter, 2001). Le Shale de Claggett, qui recouvre la Formation d'Eagle, est composé essentiellement d'argile, devient communément sableux dans sa partie supérieure, et contient des concrétions calcaires. Le Shale de Claggett contient par endroit des couches de bentonite (Porter et Wilde, 2001; Wilde et Porter, 2001). La Formation de Judith River recouvre en concordance le Shale de Claggett et se compose en alternance de grès, de siltstone, de boue sableuse, d'argile meuble et indurée (Figure 4.6a). Localement, d'abondantes concrétions de minerai de fer sont aussi présentes. Ce sont des dépôts à faciès lagunaire, de deltas de rivière et d'estrans (Porter et Wilde, 2001; Wilde et Porter, 2001). Le Shale de Bearpaw est essentiellement composée d'argile avec des concrétions calcaires (Figures 4.6b, 4.6d). Cette formation résulte d'un dépôt en eau profonde (Swenson, 1955; Porter et Wilde, 2001; Wilde et Porter, 2001). La Formation de Fox Hills se compose de grès massif ou en lits peu épais et communément concrétionnaire avec quelques lits de siltstone et d'argile (Swenson, 1955; Miller et Appel, 1997; Porter et Wilde, 2001; Wilde et Porter, 2001). La Formation de Hell Creek est composée de grès interstratifiés avec des concrétions gréseuses, du siltstone et des argiles meubles et indurées. La formation est localement calcareuse avec d'abondantes petites concrétions calcaires, et à la base de la formation des lentilles de charbon sont présentes (Swenson, 1955; Miller et Appel, 1997; Porter et Wilde, 2001; Wilde et Porter, 2001)

Cette dernière unité d'âge Crétacé est recouverte par la Formation de Fort Union, d'origine non-marine et d'âge Paléocène, essentiellement de nature sableuse avec concrétions de grès et la présence de lits de siltstone, ainsi que d'argiles meubles et indurées (Figure 4.6c). Cette formation contient par endroit du charbon (Miller et Appel, 1997; Porter et Wilde, 2001; Wilde et Porter, 2001). Vient ensuite la Formation de Wasatch, d'âge Éocène inférieur, de nature argileuse dans les teintes caractéristiques rouge, rose, lavande, vert clair, blanc et jaunâtre (Figures 4.6d, 4.6e). Elle se compose aussi de lits de grès fins à grossiers et de lentilles de conglomérats dans la partie supérieure. Tout comme la Formation de Fort Union elle est d'origine non-marine (Miller et Appel, 1997; Porter et Wilde, 2001; Wilde et Porter, 2001).

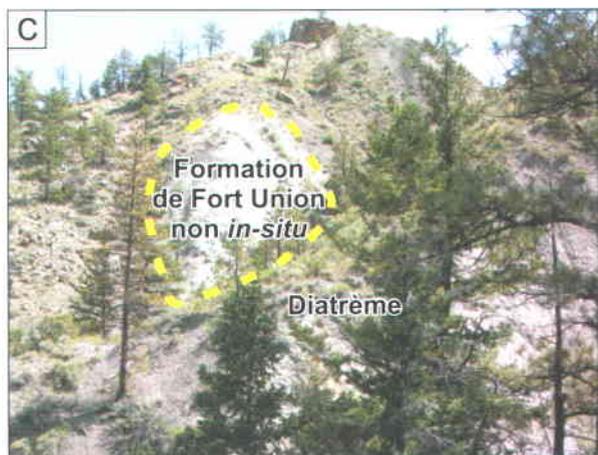
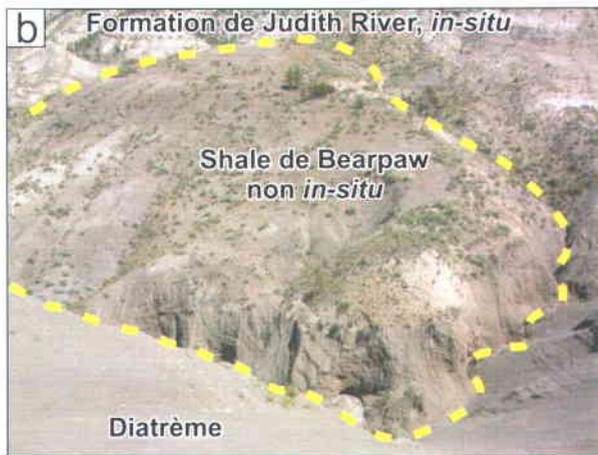
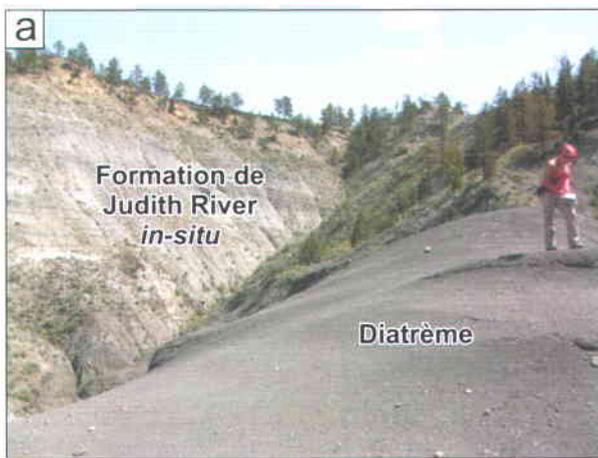


Figure 4.6. Formations sédimentaires. a) Formation de Judith River au diatrème Hay Coulee. b) Shale de Bearpaw au diatrème Hay Coulee. c) Formation de Fort Union au diatrème Hay Coulee. d) Formation de Wasatch et sa teinte rougeâtre-rosâtre caractéristique et le shale de Bearpaw, au diatrème Ervin Ridge. e) Formation de Wasatch de couleur blanc-bleuté au diatrème Ervin Ridge.

### c) Hydrogéologie actuelle du substrat

La moitié Est de l'état du Montana, dont fait partie le champ volcanique MRB, fait partie du système d'aquifère des Grandes Plaines du Nord (« *Northern Great Plains* ») (Downey et Dinwiddie, 1988; Miller et Appel, 1997). Les aquifères majeurs de ce système sont les grès d'âge Tertiaire et Crétacé ainsi que les roches carbonatées d'âge Paléozoïque, notamment dans les bassins de Williston et de Powder River. Ces aquifères, le long d'unités de confinement régional qui séparent quelques uns d'entre eux, forment un des plus grands systèmes d'aquifères confinés aux États-Unis. À certains endroits, les unités locales de confinement séparent les aquifères majeurs en plus petits aquifères individuels. Les dépôts glaciaires non-consolidés et alluvionnaires d'âge Quaternaire, dont certains sont très perméables, recouvrent localement ce système d'aquifère mais n'en font pas partie. Le socle cristallin quant à lui contient un peu d'eau et est considéré comme étant la base du système.

Dans les aquifères de grès, les espaces vides sont principalement les espaces interstitiels (les pores entre les grains) mais localement il y a des fractures ou failles. À l'inverse, les grands espaces vides dans les roches carbonatées sont plus nombreux, formant de grosses retenues d'eau. Lorsque les aquifères sont recouverts d'une fine couche de dépôts non-consolidés, l'eau percole au travers des couches perméables pour recharger les aquifères en profondeur dans les roches consolidées pour dans certains cas, se décharger dans les cours d'eau comme la rivière Missouri.

Les roches perméables dans le grand système d'aquifère des Grandes Plaines du Nord ont été divisées en cinq aquifères majeurs (Miller et Appel, 1997) avec du plus superficiel au plus profond :

- i. Les aquifères du début du Tertiaire sont des lits de grès dans les formations de Wasatch et Fort Union.
- ii. Les aquifères du Crétacé supérieur sont des lits de grès dans les formations de Hell Creek et de Fox Hills. Le grès de Fox Hills est un des aquifères le plus continu.
- iii. Les aquifères du Crétacé inférieur sont séparés de ceux du Crétacé supérieur par une épaisseur importante de shales (Shale de Pierre) qui forment une unité de confinement très efficace.

- iv. Les aquifères du Paléozoïque supérieur sont très profonds et contiennent de l'eau douce et sont contenus dans les calcaires de Madison ou dans le Groupe de Madison composé de trois formations sédimentaires de grès et de calcaire, dépendamment de la localisation.
- v. Les aquifères du Paléozoïque inférieur sont contenus dans des roches carbonatées et du grès et localement, de l'eau douce est présente.

Au niveau du champ volcanique MRB, des aquifères non-confinés sont contenus dans les formations de Wasatch et de Fort Union (dans les couches de calcaire). Les formations de Hell Creek et de Fox Hills contiennent aussi des aquifères, entre environ 213 m et 762 m de profondeur, par rapport à la surface. La Formation de Judith River est une grande source d'eau souterraine : elle contient plusieurs aquifères entre 213 m et 335 m de profondeur, par rapport à la surface et de 7,57 à 242,27 litres d'eau par minute sont tirés des puits (Swenson, 1955). Mis à part le Shale de Bearpaw, toutes les formations dans lesquelles se sont mis en place les maars-diatrèmes du champ volcanique MRB contiennent présentement des aquifères. L'apport en eau de l'ensemble des aquifères est d'environ 776 millions de litres par jour pour l'état du Montana (Miller et Appel, 1997).

### 4.3 Le champ volcanique Missouri River Breaks

#### 4.3.1 Introduction et pétrologie

Le champ volcanique MRB se situe dans une zone de *badlands*<sup>2</sup> entre les soulèvements de Bearpaw Mountains au nord, Little Rocky Mountains à l'Est et Highwood Mountains à l'Ouest (Diehl et al., 1983; Hearn, 1968, 1979, 2004; Hearn et al., 1989).

Pendant le dernier âge glaciaire (50 000 à 10 000 ans) des calottes de glace continentales provenant du nord ont été déviées vers l'est et l'ouest par les Bearpaw Mountains. Par conséquent, la glace a endigué le cours d'eau provenant du nord de la rivière Missouri et il en a résulté la formation d'un nouveau canal de drainage vers le Golfe du Mexique. C'est cette jeune partie du canal de la rivière Missouri qui forme les Missouri River Breaks (Bureau of Land Management, 2003).

---

<sup>2</sup> Les *badlands* sont des terrains arides constitués de roches sédimentaires meubles et de sols argileux hautement érodés par l'eau et le vent, ce qui leur confère une morphologie particulière, très escarpée, composée de canyons, ravins, etc.

Près de 50 diatrèmes et une douzaine de dykes ont été répertoriés dans le champ volcanique MRB le long d'une zone de près de 150 km de long et d'orientation 080° entre les Higwood Mountains et les Little Rocky Mountains (Hearn, 1968, 2012; Irving et Hearn, 2003). À l'extrémité ouest de cette zone, des dykes et des petites intrusions (« *plugs* ») ont aussi été identifiés mais on ne sait pas si le magma a atteint la surface. De plus, étant donné la difficulté à accéder à cette région, la présence de dépôts glaciaires et le fort degré d'altération des roches, il se peut que des diatrèmes ou des intrusions n'aient pas encore été mis à jour (Irving et Hearn, 2003; Hearn, 2004).

L'orientation préférentielle des dykes et de quelques groupes de trois ou quatre diatrèmes est d'environ 060° à 045°, soit plus au nord que l'orientation préférentielle 080° de la ceinture (Hearn et al., 1989). Il est possible que l'orientation préférentielle des dykes reflète seulement les contraintes superficielles et les alignements des fractures dans les glissements gravitaires, d'orientation normale à la direction dominante des mouvements (120°-135°). L'orientation globale à 080° de la zone des diatrèmes représente une zone majeure d'accès à une source profonde de magmas et à une zone de faiblesse dans la lithosphère (Irving et Hearn, 2003). Cette orientation est légèrement discordante avec l'orientation aéromagnétique de 030°-060° (Zietz et al., 1980), l'orientation de ses anomalies gravitaires (Peterson et Rambo, 1967; Smith, 1970) et l'orientation des alignements tectoniques majeurs (Thomas, 1974; O'Neill et Lopez, 1985).

Les roches volcaniques incluent des monticellites melnoites, des alnoites, des aillikites, une kimberlite, et des carbonatites (Diehl et al., 1983; Hearn et al., 1989; Irving et Hearn, 2003). La composition en éléments traces de ces roches est similaire à celle des roches ultramafiques alcalines et des kimberlites partout dans le monde (Mitchell, 1986, 1995, 1997). En effet, le spectre des terres-rares, normalisé aux chondrites, est linéaire et fortement penté avec un enrichissement en terres-rares légères (Hearn et al., 1989). Les compositions isotopiques en Nd-Sr reflètent une source similaire à celle des basaltes d'îles océaniques (OIB, « *Ocean Island Basalt* ») et proche de la source des kimberlites de type 1 ce qui indique une source asthénosphérique profonde (Scambos, 1987; Scambos et Farmer, 1988; Hearn et al., 1989). Ces données isotopiques et des éléments à faible rayon ionique et forte charge (HFSE-« *High-Field-Strength Elements* ») des alnoites de Winnett Sill et une alnoite provenant de la partie est du champ volcanique suggèrent que la majorité des magmas proviennent d'une combinaison entre l'ancien manteau asthénosphérique enrichi en terres rares légères et une autre composante lithosphérique profonde possiblement reliée à un arc (Scambos et Farmer, 1988).

### 4.3.2 Sites d'étude

Les diatrèmes visités se situent à environ 150 km à l'est de la ville de Great Falls, à quelques kilomètres au nord de la rivière Missouri (Figures 4.1 et 4.7). Quatre diatrèmes (Hay Coulee, Black Butte, Lone Tree Ridge et Ervin Ridge) ont fait l'objet d'une étude détaillée (Figure 4.8). Le diatrème Bullwhacker Coulee a seulement été visité mais sera discuté ici étant donné la quantité d'informations clés qu'il renferme. Pour chaque diatrème toutes les stations d'observation et/ou d'échantillonnage ont été reportées sur les cartes fournies par B.C Hearn (Figures 4.9 à 4.13). Pour ce faire, les cartes géologiques ont été géoréférencées dans un système d'information géographique (MapInfo) et la localisation des stations est basée sur des coordonnées GPS<sup>3</sup>. La présente section se veut une présentation générale de chaque diatrème; dans la section suivante, les caractéristiques importantes sont discutées en détail.

#### a) Hay Coulee

Hay Coulee est le diatrème situé le plus à l'est des diatrèmes visités, dans le comté de Cow Island (centre du diatrème : 108°57'36"W/47°54 '36"N) (Figures 4.7, 4.8a, 4.9). Le diamètre du diatrème à la profondeur d'excavation actuelle est d'environ 200 m (Figure 4.9).

Le diatrème est surtout rempli de roches pyroclastiques litées (Tp). Dans la partie nord et ouest, les pendages vont vers le centre, correspondant en partie au patron de litage en « soucoupe » vu ailleurs. Une faible proportion de la surface exposée est occupée par des roches pyroclastiques non-litées (Tb1 à Tb4). Des petits corps intrusifs ultramafiques sont présents en périphérie du diatrème. Un collet de Shale de Bearpaw (Kb) est présent en bordure, excepté dans la partie NW où cette formation se poursuit sur plusieurs kilomètres. Partout ailleurs, c'est la Formation de Judith River (Kj), plus ancienne, qui entoure le diatrème.

---

<sup>3</sup> Compte tenu des multiples sources d'erreurs inhérentes à cet exercice (cartes géologiques préparées à la main pendant les années 1960 sur un fond topographique régional; manque de points de localisation certaine pour le géoréférencement des cartes; erreurs sur les mesures GPS pour les stations), certaines stations ne sont pas placées exactement où elles devraient être sur les cartes fournies par B.C Hearn.

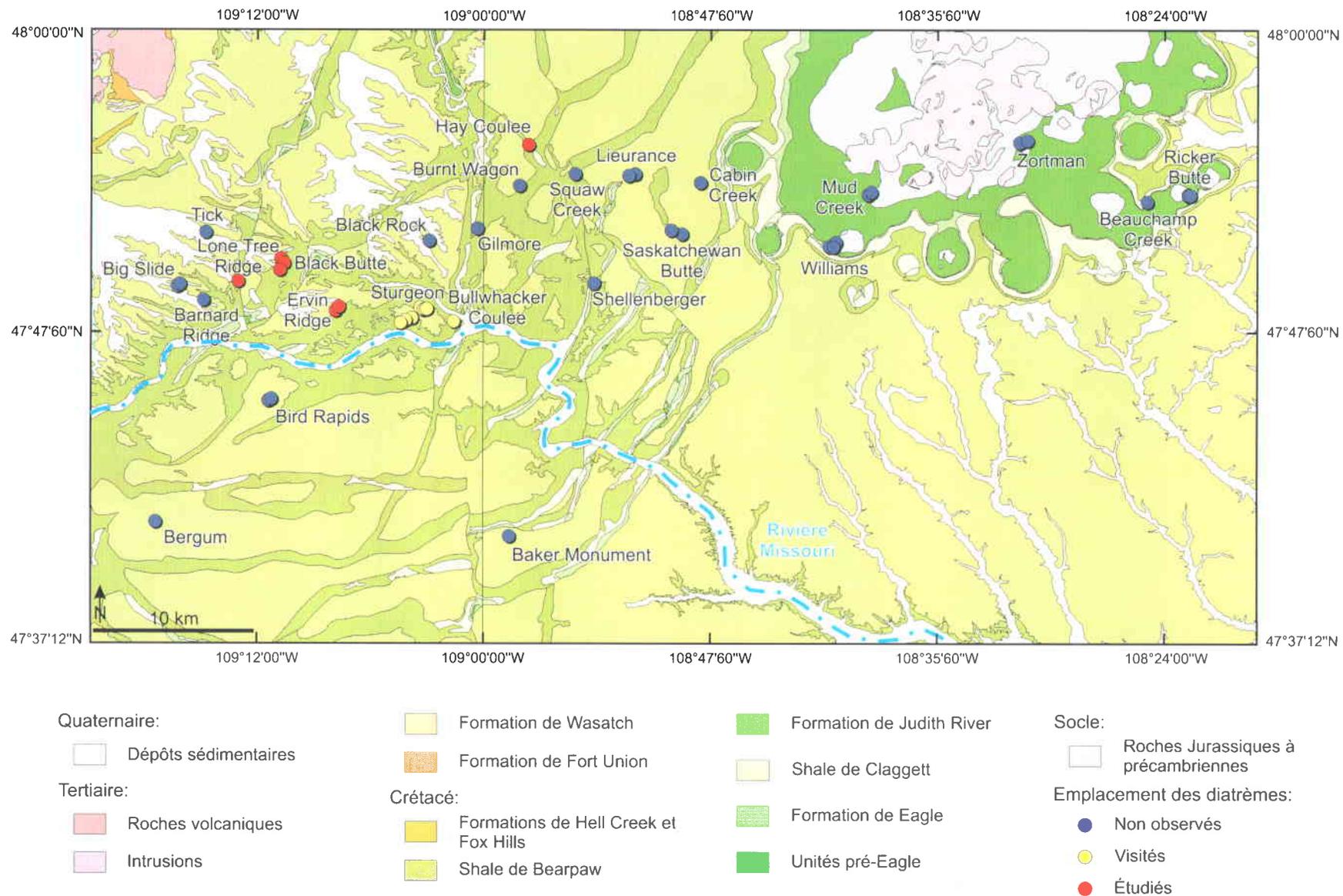
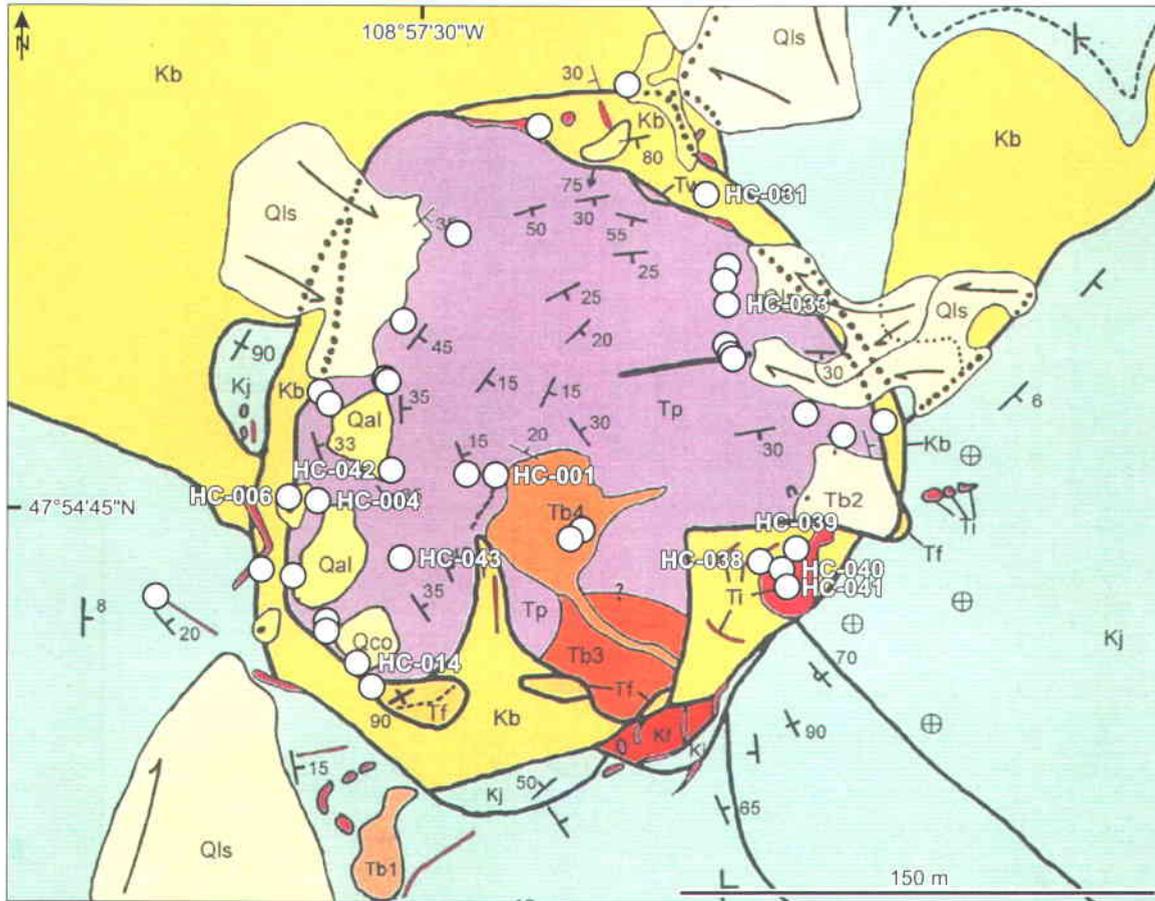


Figure 4.7. Carte géologique et localisation des diatrèmes dans la région des Missouri River Breaks (Hearn, 1979).



Figure 4.8. Vues d'ensemble des diatrèmes du champ volcanique Missouri River Breaks. a) Hay Coulee. b) Black Butte. c) Lone Tree Ridge. d) Ervin Ridge. e) Bullwhacker Coulee.



<b>Qal</b> Alluvions	} Quaternaire	<b>Tb1</b> Dépôt pyroclastique non-lité contenant des fragments sédimentaires, de roches ignées et des blocs de grès et de shale du Crétacé	} Éocène moyen
<b>Qco</b> Colluvions, gros blocs de la Formation de Judith River		<b>TP</b> Dépôts pyroclastiques lités plus ou moins consolidés en fonction de la proportion en cendres fines et en sédiments. Couleur beige à verdâtre	
<b>Qls</b> Dépôt d'un glissement de terrain de la Formation de Judith River et de Shale de Bearpaw		<b>Tw</b> Formation de Wasatch	} Éocène inférieur
<b>Ti</b> Roches ignées intrusives	} Éocène moyen	<b>Tf</b> Formation de Fort Union (ligne de points = lit traçable)	} Paléocène
<b>Tb4</b> Tuf à lapillis grossier non-lité riche en pyroclastes sub-sphériques à sphériques (jusqu'à taille des blocs) et en blocs sédimentaires		<b>Kf</b> Grès de Fox Hills avec localement des lits de sables appartenant aux lits supérieurs du Shale de Bearpaw	
<b>Tb3</b> Dépôt pyroclastique non-lité contenant des blocs de silstone et de charbon de la Formation de Fort Union		<b>Kb</b> Shale de Bearpaw	} Crétacé supérieur
<b>Tb2</b> Tuf à lapillis grossier non-lité contenant des blocs de grès et riche en matériel juvénile		<b>Kj</b> Formation de Judith River (lignes de points = lit traçable)	

**Figure 4.9. Carte géologique du diatreme Hay Coulee. Chaque station d'observation et/ou d'échantillonnage est symbolisée par un cercle blanc. Seul le numéro des stations évoquées dans le texte est indiqué. Carte selon Hearn (2009); légende d'après Hearn (2009) et les nouvelles observations de terrain.**

Des domaines de séquences sédimentaires provenant de formations plus jeunes que la Formation de Judith River et le Shale de Bearpaw, telles que celles de Fox Hills (Kf), de Fort Union (Tf) et de Wasatch (Tw), sont présents localement en bordure du diatrème localement. Aux alentours du diatrème, des dépôts quaternaires sont aussi exposés.

#### b) Black Butte

Le diatrème Black Butte se situe dans le comté de Bird Rapids (centre du diatrème : 109°46'48"W/47°50'24"N) (Figures 4.7, 4.8b, 4.10) . Le diamètre du diatrème à cette profondeur d'excavation est d'environ 270 m (Figure 4.10).

Le remplissage est dominé par des dépôts pyroclastiques lités à pendage vers le centre (Tp), mais des zones pyroclastiques non lités sont présentes, notamment au centre (Tb1 à Tb4). Les intrusions ultramafiques définissent un dyke annulaire partiel. Un collet de Shale de Bearpaw (Kb) presque complet existe en bordure. Tout autour de cette bande repose la Formation de Judith River (Kj). Des domaines des formations de Fort Union (Tf) et de Wasatch (Tw) sont présents localement à l'intérieur du collet de Shale de Bearpaw.

#### c) Lone Tree Ridge

Le diatrème Lone Tree Ridge se situe à quelques kilomètres à l'ouest de Black Butte, dans le comté de Bird Rapids (centre du diatrème : 109°13'12"W/47°49'48"N) (Figures 4.7, 4.8c, 4.11). Ce diatrème possède une forme elliptique légèrement allongée selon un axe SW-NE et ses dimensions à cette profondeur d'excavation sont de 300 m x 360 m environ (Figure 4.11).

Le remplissage du diatrème est constitué de proportions similaires de dépôts pyroclastiques lités (Tp) et non-lités (Tb1 à Tb3). Toutefois, une grande partie du diatrème est recouvert par des dépôts quaternaires masquant ainsi les dépôts sous-jacents. Ce diatrème contient aussi des domaines des formations de Fox Hills (Kf), de Fort Union (Tf) et de Wasatch (Tw) en bordure. À l'extérieur du diatrème, c'est le Shale de Bearpaw qui prédomine.

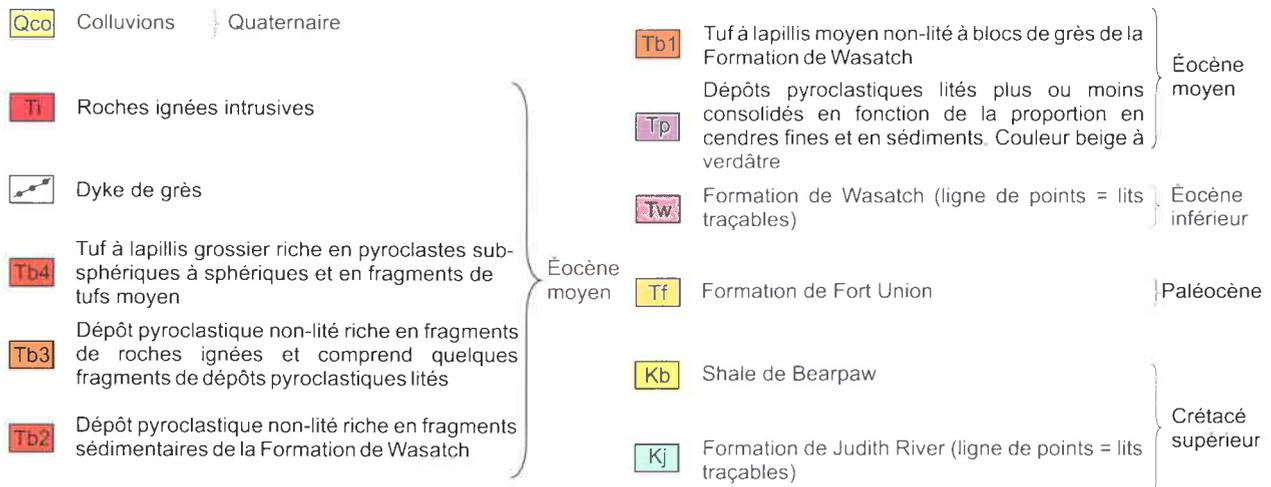
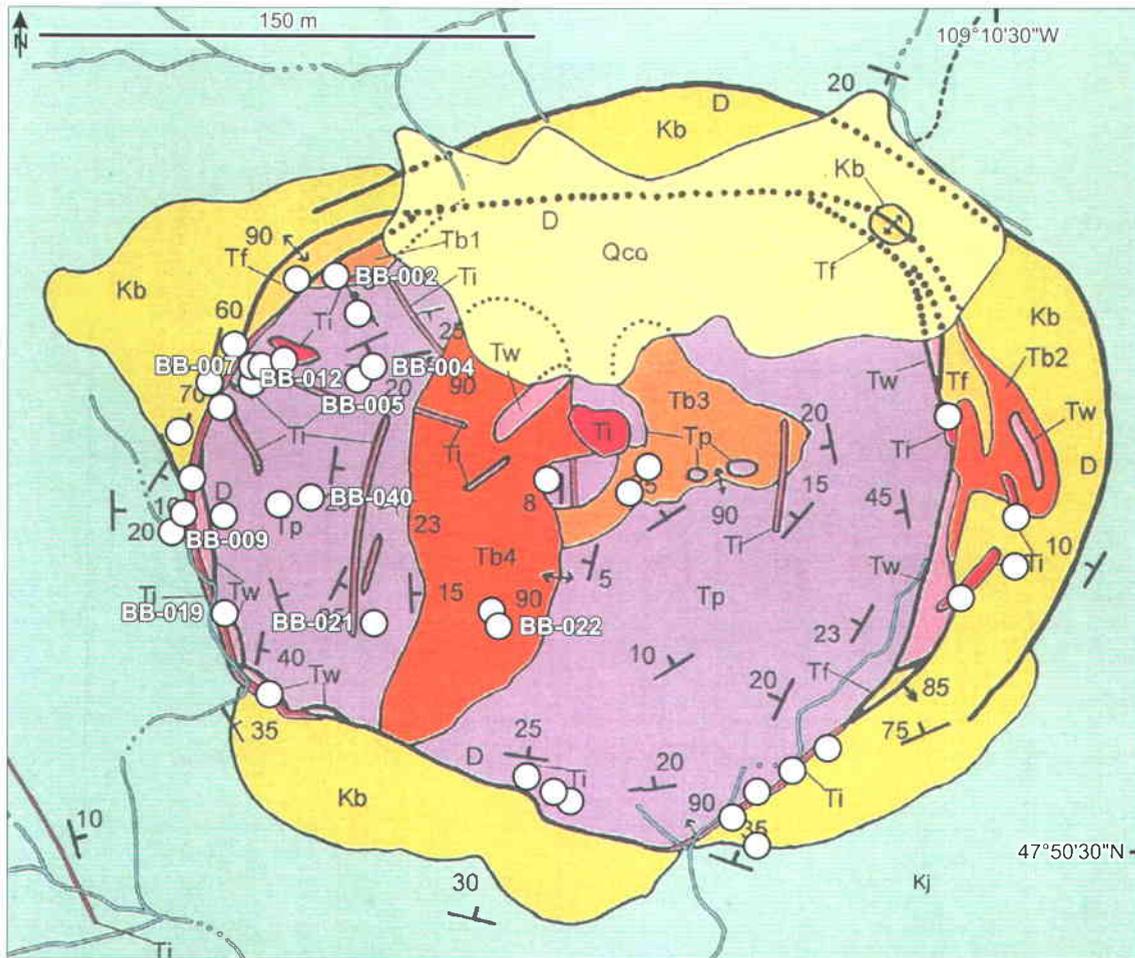
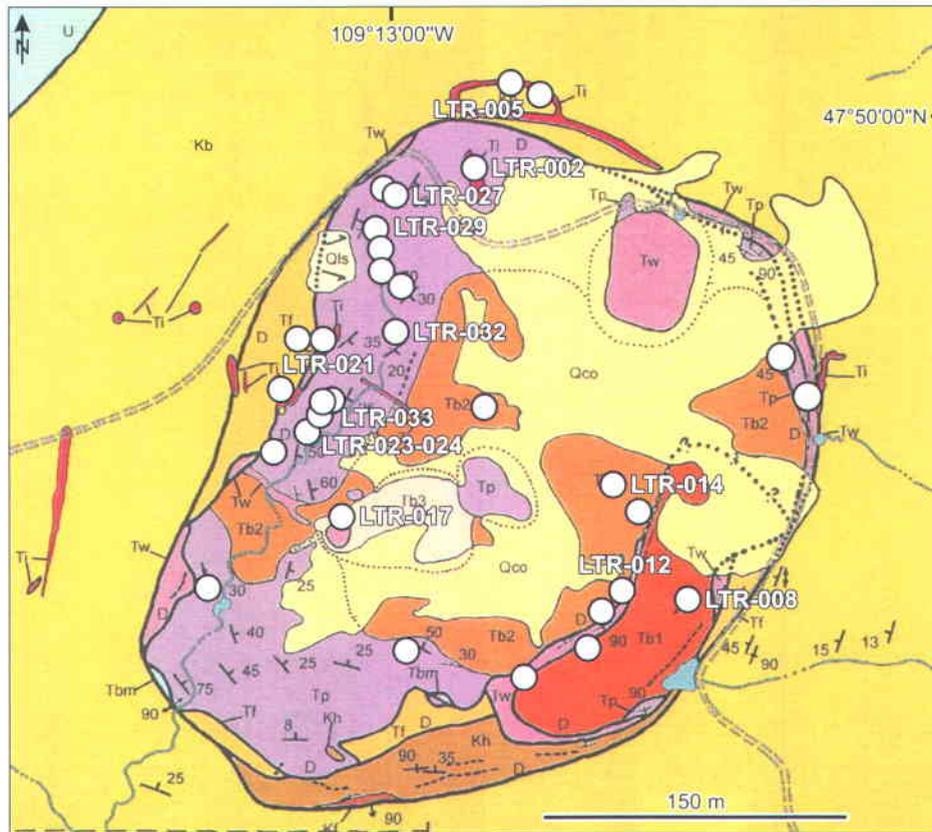


Figure 4.10. Carte géologique du diatème Black Butte. Chaque station d'observation et/ou d'échantillonnage est symbolisée par un cercle blanc. Seul le numéro des stations évoquées dans le texte est indiqué. Carte selon Hearn (2009); légende d'après Hearn (2009) et les nouvelles observations de terrain.



<b>Qls</b> Dépôt d'un glissement de terrain	} Quaternaire	<b>Tbm</b> Dépôts clastiques de grès et de conglomérats de roches volcaniques et intrusives provenant de Bearpaw Mountains, Délavage du Shale de Bearpaw	} Éocène moyen
<b>Qco</b> Colluvions		<b>Tw</b> Formation de Wasatch	
<b>Ti</b> Roches ignées intrusives	} Éocène moyen	<b>Tf</b> Formation de Fort Union	} Paléocène
<b>Tb3</b> Tuf à lapilli grossier à blocs lithiques d'origine volcanique et intrusive provenant de Bearpaw Mountains		<b>Kh</b> Formation de Hell Creek (ligne de points = lits traçables)	} Crétacé supérieur
<b>Tb2</b> Tuf à lapilli grossier non-lité riche en matériel juvénile et pauvre en fragments sédimentaires dans la fraction lapilli mais contenant des blocs sédimentaires.		<b>Kf</b> Grès de Fox Hills	
<b>Tb1</b> Tuf à lapilli grossier non-lité à blocs sédimentaires. Riche en matériel juvénile		<b>Kb</b> Shale de Bearpaw. Localement cuit par deux intrusions au nord et plus à l'ouest	
<b>Dyke de grès</b>		<b>Kj</b> Formation de Judith River	
Dépôts pyroclastiques lités plus ou moins consolidés en fonction de la proportion en cendres fines et en sédiments. Couleur beige à verdâtre. Discordance locale. (ligne de points = zone à blocs de la formation de Wasatch)			
<b>Tp</b>			

Figure 4.11. Carte géologique du diatreme Lone Tree Ridge. Chaque station d'observation et/ou d'échantillonnage est symbolisée par un cercle blanc. Seul le numéro des stations évoquées dans le texte est indiqué. Carte selon Hearn (2009); légende d'après Hearn (2009) et les nouvelles observations de terrain.

#### d) Ervin Ridge

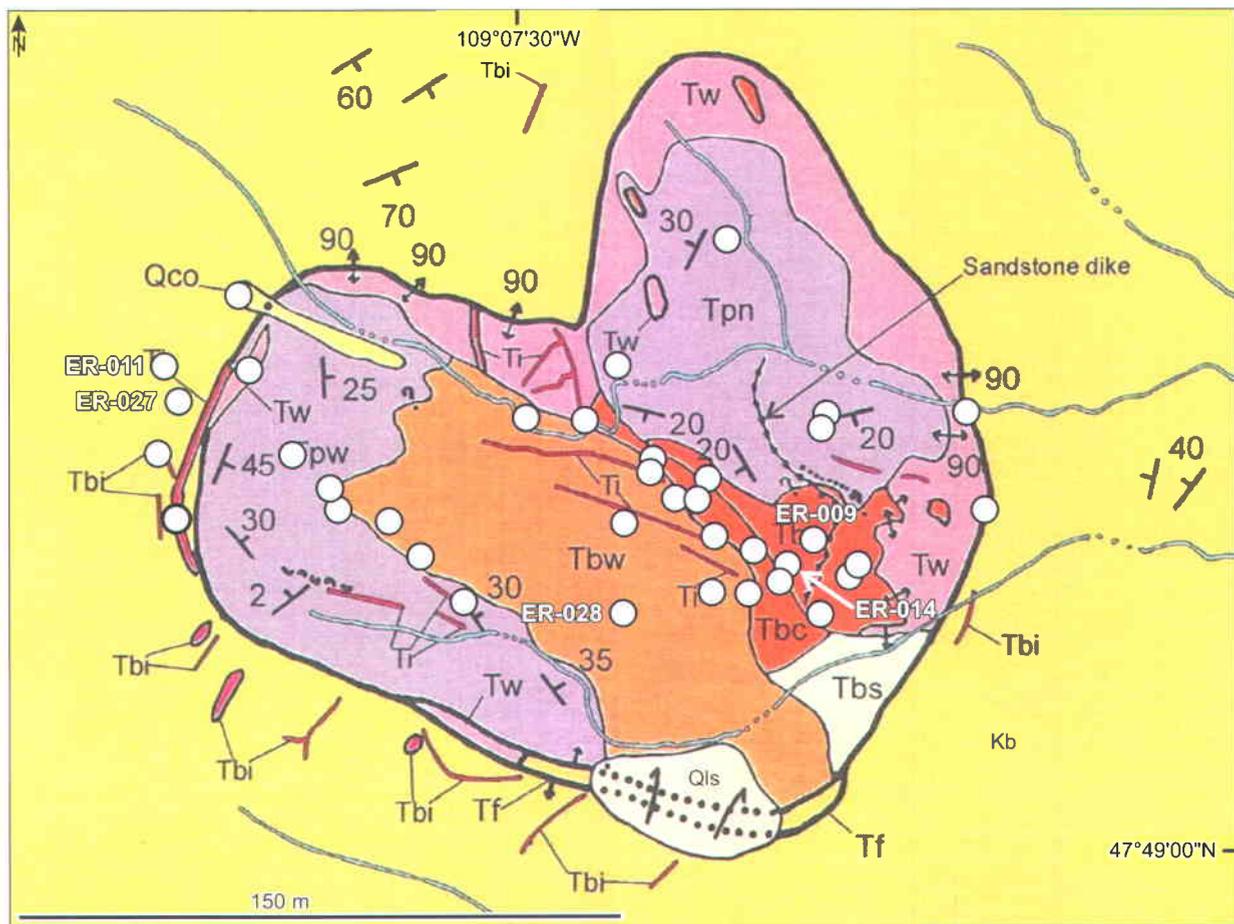
Le diatrème Ervin Ridge se situe à quelques kilomètres au NW de Black Butte, à la limite des comtés de Sturgeon Island et Bird Rapids (centre du diatrème : 109°7'12"W/47°49'12"N) (Figures 4.7, 4.8d, 4.12). Ce diatrème est en forme de cœur. Son diamètre à cette profondeur d'excavation est d'environ 200 m (Figure 4.12).

Le remplissage pyroclastique est dominé par des dépôts lités (Tpn, Tpw) dont le pendage est variable, mais souvent vers le centre de la structure. Ce diatrème contient un anneau partiel de Formation de Wasatch (Tw) dans la partie nord. Dans la partie sud, des petits domaines des formations de Fort Union (TF) et de Wasatch (Tw) affleurent aussi. Le Shale de Bearpaw prédomine tout autour.

#### e) Bullwhacker Coulee

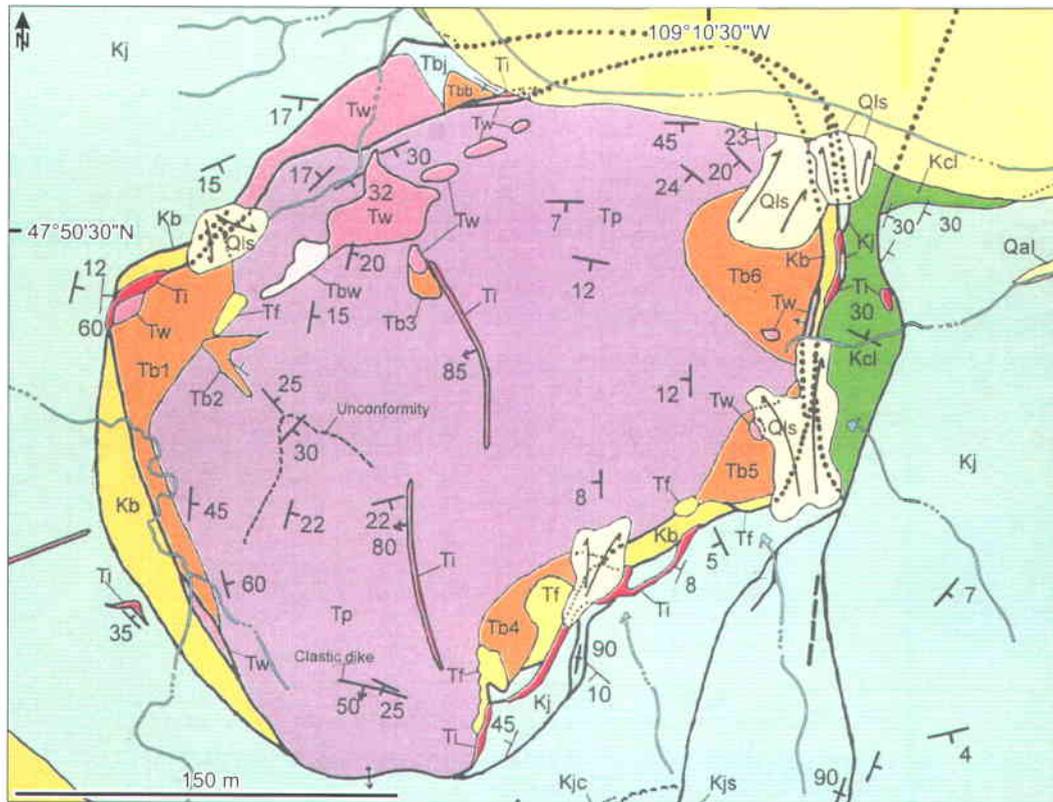
Le diatrème Bullwhacker Coulee n'a pas fait l'objet d'une étude détaillée pour ce projet en raison de sa difficulté d'accès et à cause des pentes très abruptes qui empêchent l'échantillonnage d'une grande partie du diatrème. Il est tout de même discuté ici puisque la topographie forme une coupe transversale spectaculaire dans le diatrème qui permet d'observer en un coup d'œil une partie de son matériel de remplissage sur près de 220 m de hauteur et environ 250 m de large (figures 4.7, 4.8e, 4.13). Ce diatrème se situe à plusieurs kilomètres à l'est du diatrème d'Ervin Ridge dans le comté de Sturgeon Island (Figure 4.7).

Le remplissage est dominé par des dépôts pyroclastiques lités à pendage en soucoupe. La bordure du diatrème est occupée par des domaines de formations de Bearpaw (Kb), de Wasatch (Tw), de Fort Union (Tf) et de Claggett (Kcl). À l'extérieur du diatrème, la Formation de Judith River (Kj) prédomine et les différentes couches qui la composent présentent une courbure vers le bas près du contact avec le diatrème (Figure 4.6e). Enfin, autour du diatrème dans la partie NE, des dépôts quaternaires sont présents (Figure 4.13).



<b>Qls</b> Dépôt d'un glissement de terrain	} Quaternaire	<b>Tbc</b> Tuf à lapillis grossier non-lité à blocs sédimentaires. Riche en fragments lithiques et en matériel juvénile	} Éocène moyen
<b>Qco</b> Colluvions, reste de Shale de Bearpaw		<b>Tbs</b> Dépôt pyroclastique non-lité contenant des fragments de shale cuit et du silstone avec des poches brunes et des inclusions de schistes à biotite Précambrien (jusqu'à 7 cm)	
<b>Ti</b> } Roches ignées intrusives	} Éocène moyen	<b>Tpn</b> } Dépôts pyroclastiques lités plus ou moins consolidés en fonction de la proportion en cendres fines et en sédiments. Couleur beige à verdâtre	} Éocène inférieur
<b>Tbi</b> }		<b>Tpw</b> Formation de Wasatch	
Dyke de grès	} Éocène inférieur	<b>Tf</b> Formation de Fort Union	} Paléocène
<b>Tbw</b> Tuf à lapillis moyen non-lité à blocs sédimentaires. Riche en matériel juvénile		<b>Kb</b> Shale de Bearpaw	
<b>Tbc</b> Tuf à lapillis grossier non-lité à blocs sédimentaires. Riche en fragments lithiques			

Figure 4.12. Carte géologique du diatreme Ervin Ridge. Chaque station d'observation et/ou d'échantillonnage est symbolisée par un cercle blanc. Seul le nom des stations évoquées dans le texte est indiqué. Carte selon Hearn (2009); légende d'après Hearn (2009) et les nouvelles observations de terrain.



<b>Qal</b> Alluvions	} Quaternaire	<b>Tbw</b> Brèche: fragments de la Formation de Wasatch + fragments de dépôts pyroclastiques lités	} Éocène moyen
<b>Qls</b> Dépôts de glissements de terrain		<b>Tbj</b> Formation de Judith River bréchifiée	
<b>Ti</b> Roches intrusives et dykes bréchiques	} Éocène moyen	<b>Tbb</b> Brèche: fragments de Shale de Bearpaw + fragments de grès Crétacé + fragments de roches ignées	} Éocène moyen
<b>Tb6</b> Brèche: grossière, massive, fragments de roches ignées + blocs de shale cuit et de dépôts pyroclastiques lités jusqu'à 1m de large + lapilli juvéniles sphériques		<b>Tp</b> Dépôts pyroclastiques lités	
<b>Tb5</b> Brèche: fragments de roches ignées + fragments éparses de calcaire et de roches métamorphiques	} Éocène inférieur	<b>Tw</b> Formation de Wasatch	} Éocène inférieur
<b>Tb4</b> Brèche: massive, fragments de roches ignées + 30% de shale et silstone cuit		<b>Tf</b> Formation de Fort Union	
<b>Tb3</b> Brèche: fragments de roches ignées jusqu'à 0,3 m de large	} Paléocène	<b>Kb</b> Shale de Bearpaw	} Paléocène
<b>Tb2</b> Brèche: verte, fragments de roches ignées + lapilli juvéniles sphériques		<b>Kj</b> Formation de Judith River	
<b>Tb1</b> Brèche: massive, fragments de roches ignées + fragments lithiques	} Crétacé supérieur	<b>Kcl</b> Shale de Claggett	} Crétacé supérieur

Figure 4.13. Carte géologique du diatème Bullwhacker Coulee. Modifié d'après Hearn (2009).

## **4.4 Caractéristiques des diatrèmes**

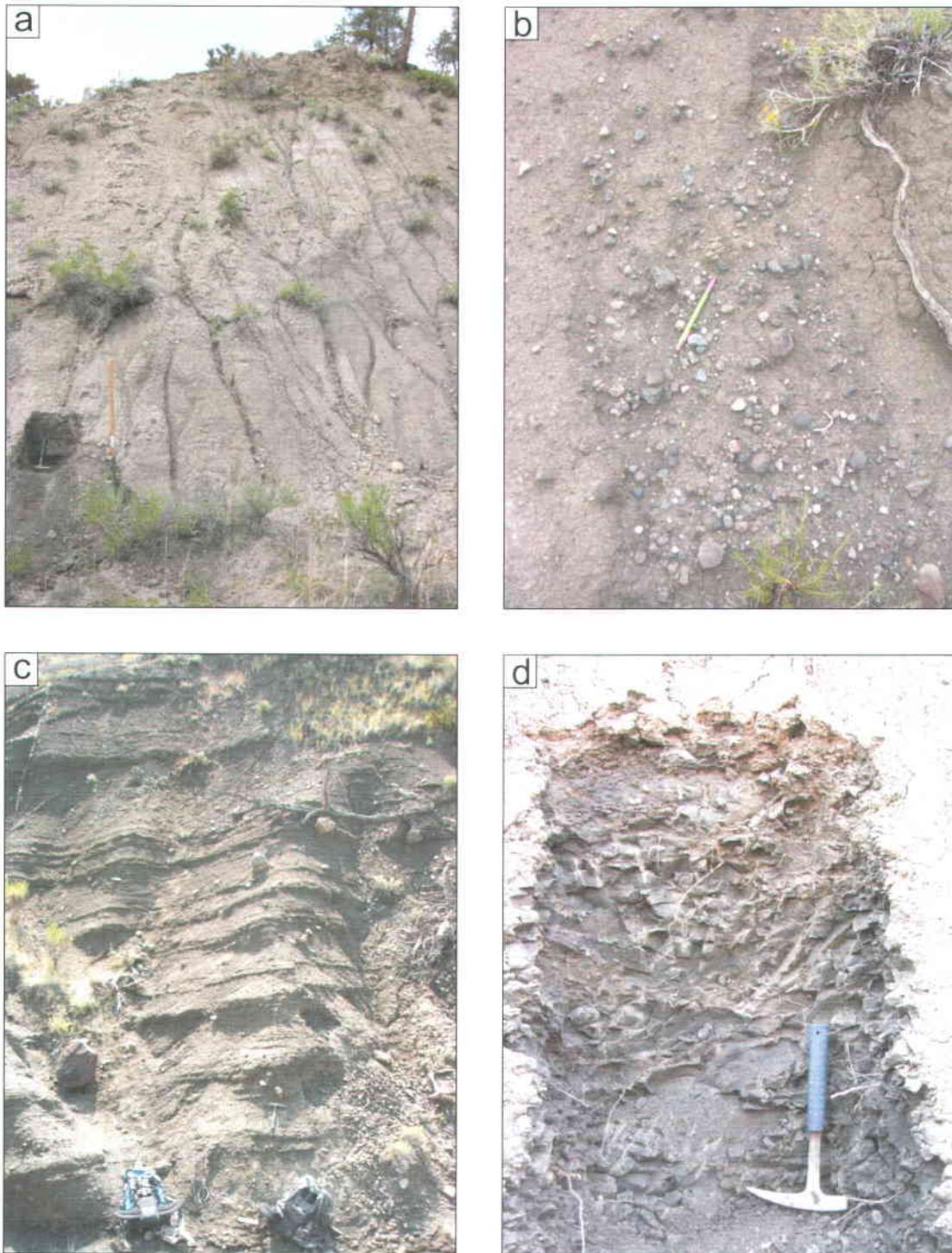
Les diatrèmes étudiés et visités présentent des caractéristiques communes : la morphologie du diatrème à ce niveau d'exposition; la présence de dépôts pyroclastiques lités et non-lités; la composition et la granulométrie de ces dépôts pyroclastiques; la présence de domaines sédimentaires s'étant déplacés vers le bas depuis leur position originale le long des marges du diatrème; la présence de roches ignées intrusives, souvent en bordure du diatrème (à l'intérieur ou à l'extérieur); et la présence de petits dykes sédimentaires. En raison de ces similitudes, chacun de ces éléments sera décrit ici conjointement pour l'ensemble des sites étudiés et illustré des meilleurs exemples.

### **4.4.1 Morphologie des diatrèmes**

En plan, la forme des diatrèmes est le plus souvent circulaire à elliptique, parfois légèrement irrégulière, tel que présenté pour cinq cas ci-dessus (Figures 4.9 à 4.13). Ce genre de forme simple et régulière est aussi typique des diatrèmes kimberlitiques, sauf dans la zone de la racine (Clement, 1982; Mitchell, 1986; Lorenz, 2003). L'attitude des contacts entre les diatrèmes et l'encaissant sédimentaire est plus difficile à évaluer mais semble généralement abrupte. Par exemple, à Bullwhacker Coulee, il est clair que les murs du diatrèmes sont presque verticaux. Cette observation est plus délicate pour les autres sites. Toutefois, aux diatrèmes Hay Coulee et Black Butte notamment, l'érosion du matériel de remplissage est moins prononcée que l'érosion de la roche encaissante ce qui permet tout de même d'observer la pente abrupte du contact.

### **4.4.2 Le matériel pyroclastique de remplissage des diatrèmes**

Le remplissage pyroclastique des diatrèmes est spectaculaire lorsque vu à distance (litage en auge, etc.) mais difficile à étudier en détail, de près. La raison est que le matériel est, à des degrés variables, altéré et par endroit recouvert d'une épaisse couche boueuse séchée (Figure 4.14a). Celle-ci est probablement le produit de la météorisation du matériel pyroclastique, et est plus ou moins remobilisée par le vent et la pluie. Les fragments lithiques résistent mieux à l'altération que les fragments juvéniles et peuvent être concentrés dans la couche boueuse (Figure 4.14b).



**Figure 4.14. Aspect général de la surface des dépôts pyroclastiques lités/non-lités. (a) Surface boueuse caractéristique et affleurement creusé (station BB-009, Black Butte). (b) Surface boueuse riche en matériel lithique remobilisé (station LTR-027, Lone Tree Ridge). (c) Surface non-boueuse mais altérée avec affleurements creusés (station LTR-033, Lone Tree Ridge). (d) Affleurement creusé dans du matériel pyroclastique lité typique (station HC-004, Hay Coulee).**

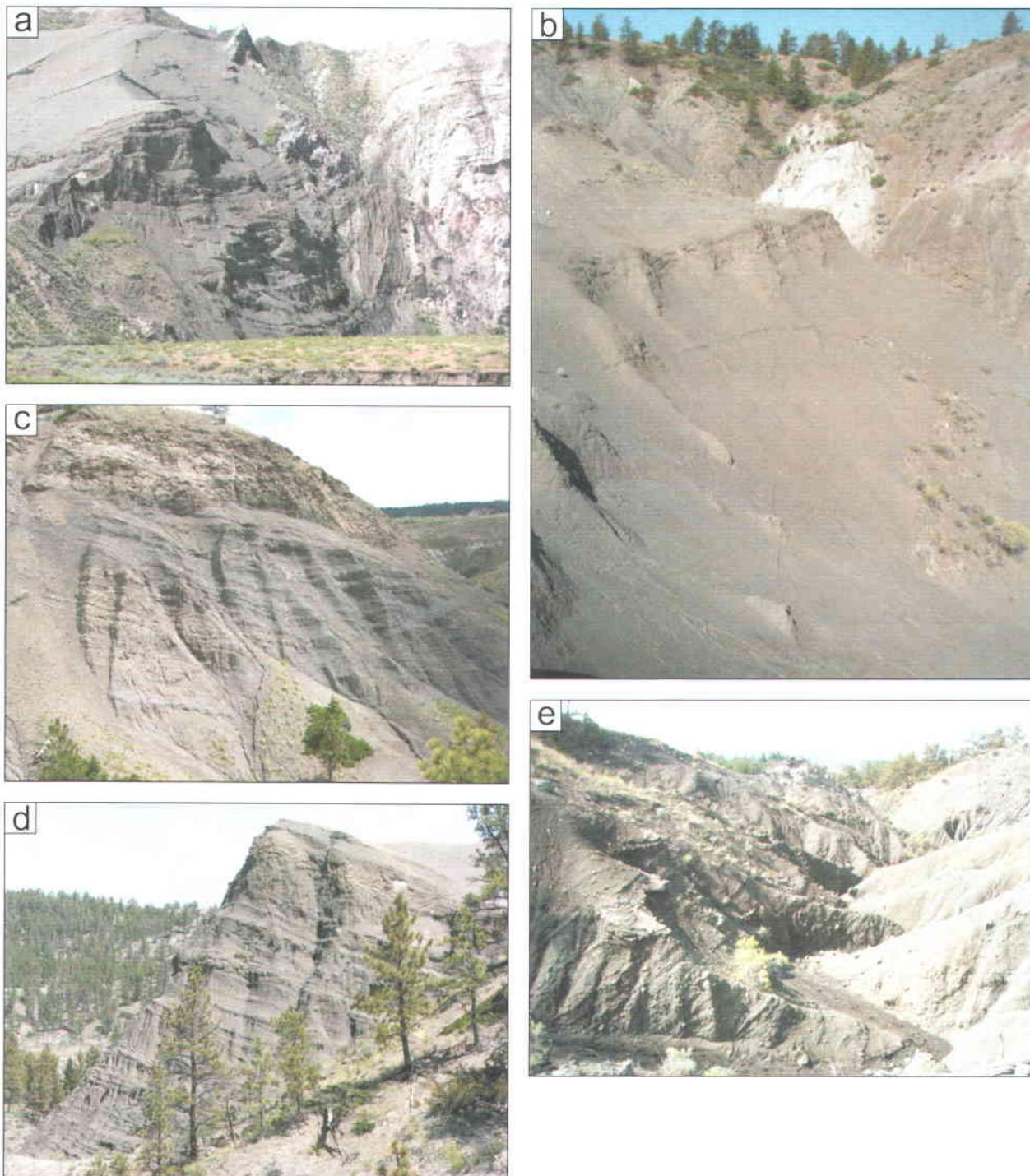
Dans certains cas, les dépôts étaient sans croûte boueuse mais la surface était altérée, polie et non représentative du dépôt originel (Figure 4.14c). C'est pourquoi, les observations des dépôts ainsi que les échantillonnages se sont faites dans des sections creusées afin d'avoir le meilleur affleurement possible (Figure 4.14d). Il faut toutefois noter que malgré ces précautions, les affleurements creusés restent altérés, ce qui n'empêche cependant pas l'estimation de la granulométrie et des proportions de chaque composante sur le terrain.

#### a) Les dépôts pyroclastiques lités

Tous les diatrèmes visités et étudiés sont remplis entre autres de dépôts pyroclastiques lités (Figure 4.15). Ces dépôts pyroclastiques lités présentent un pendage en direction du centre du diatrème, formant globalement une forme en auge. Les pendages sont très prononcés en bordure du diatrème (jusqu'à 70° à Lone Tree Ridge, Figure 4.16a) et deviennent près de l'horizontale vers le centre (par exemple à Bullwhacker Coulee, Figure 4.15a). Qui plus est, près du contact entre la roche encaissante et le matériel de remplissage du diatrème Lone Tree Ridge, certains dépôts pyroclastiques lités (stations LTR-023 et LTR-024) sont recouverts en discordance par d'autres lits pyroclastiques (Figures 4.16b, 4.16c, 4.16d, 4.16e). A d'autres endroits, certains dépôts observés présentent des lits entrecroisés à faible angle (Figure 4.16f).

L'épaisseur des lits va de quelques centimètres à plusieurs mètres. La granulométrie du matériel lité varie de tuf fin à tuf à lapillis grossier selon la classification de White et Houghton (2006). Des sections stratigraphiques ont été mesurées dans les lits pyroclastiques à Black Butte, Hay Coulee et Lone Tree Ridge (Figures 4.18 à 4.24, décrites ci-dessous). Pour chacun des lits mesurés, une estimation de la composition et de la granulométrie, basée sur une observation à l'œil nu/loupe, a été réalisée.

Sur l'ensemble des sections mesurées, 29 échantillons ont été prélevés, pour un examen en laboratoire (Figure 4.17), incluant 6 lames minces. En lame mince, les dépôts lités se composent de matériel juvénile et lithique. Le matériel juvénile se compose de fragments juvéniles de forme ellipsoïdale/amiboïde à sphérique et de quelques cristaux libres d'olivine automorphe à sub-automorphe (Cf. section 4.4.3). Le matériel lithique se compose de fragments sédimentaires sub-anguleux à sub-arrondis et de grains de quartz et de feldspaths sub-anguleux. Ces fragments et ces cristaux libres sont entourés d'une matrice composée de cendres fines non-identifiable.



**Figure 4.15. Dépôts pyroclastiques lités. (a) Au diatrème Bullwhacker Coulee, le litage du matériel pyroclastique présente un pendage de moins en moins fort en direction du centre du diatrème. (b) Litage au diatrème d'Ervin Ridge. La mauvaise qualité d'affleurement ne permet pas dans ce cas de suivre le pendage. (c) Butte principale litée au diatrème de Black Butte avec pendage vers le centre du diatrème visible. (d) Vue sur la butte principale litée au diatrème de Hay Coulee avec ce même pendage caractéristique. (e) Litage à fort pendage en bordure du diatrème de Lone Tree Ridge.**

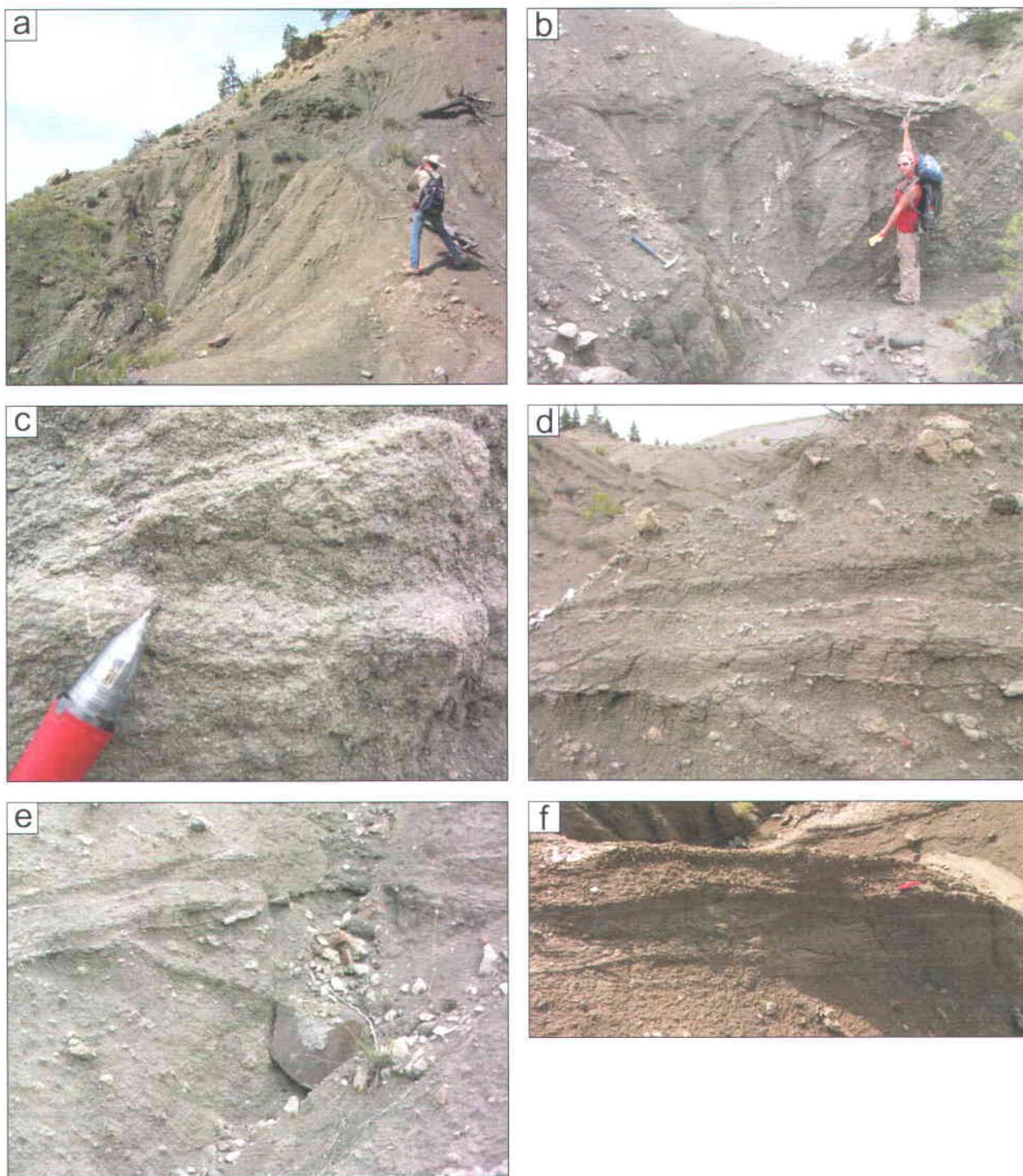


Figure 4.16. Litage au diatrème Lone Tree Ridge. (a) Lits pyroclastiques proche de la verticale le long du contact proche de la station LTR-021. (b) Vue sur la station LTR-023. (c) Vue rapprochée sur des lits à la station LTR-023. (d) et (e) Vue sur la station LTR-024. (f) Dépôts de lits entrecroisés (photo : gracieuseté de Pr. J.D.L. White).

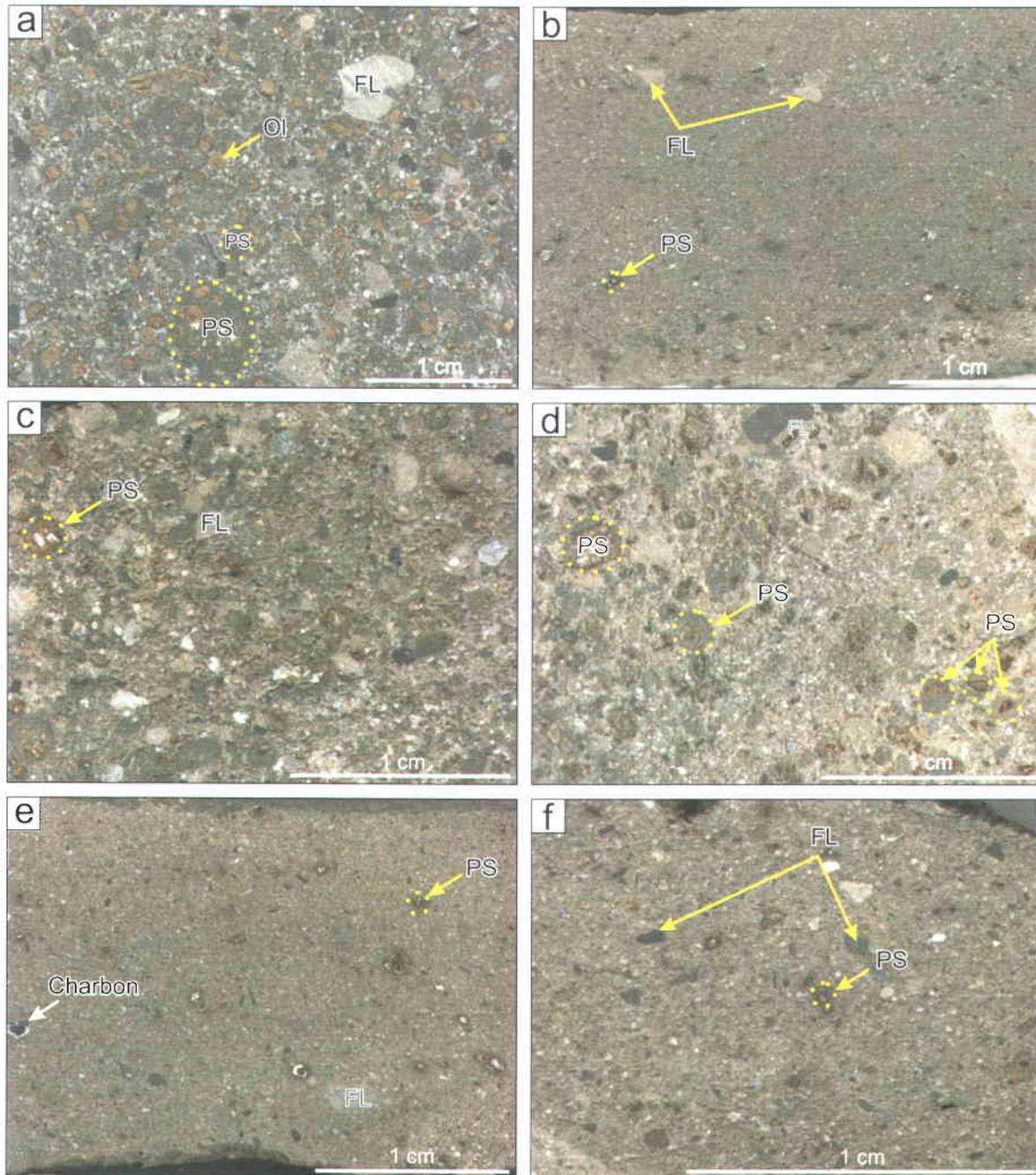


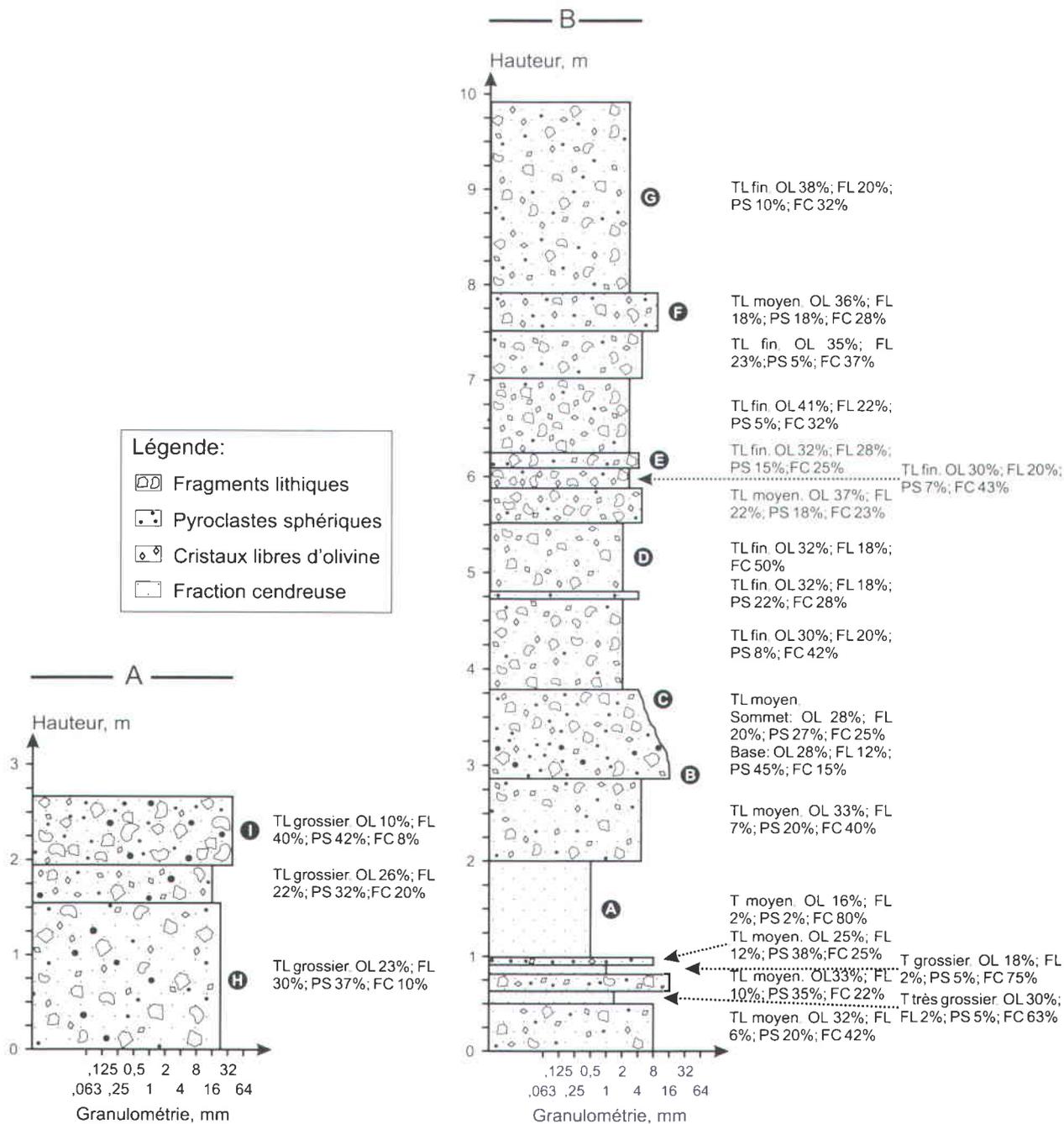
Figure 4.17. Échantillons de dépôts pyroclastiques lités. (a) Tuf à lapillis grossier, provenant de la station BB-040 (échantillon A), diatrame Black Butte. Échantillon très riche en pyroclastes sphériques (PS), contenant quelques fragments lithiques (FL) et quelques rares cristaux libres d'olivine (OI). (b) Tuf très grossier provenant de la station BB-040 (échantillon F). Ce dépôt contient cependant de façon éparse de gros FL. Il est plus riche en FL et semble beaucoup moins riche en PS que (a). (c) Tuf à lapillis fin provenant de la station LTR-032 (échantillon C), diatrame Lone Tree Ridge. Cet échantillon est riche en FL et en PS. (d) Tuf à lapillis moyen provenant de la station LTR-033 (échantillon E), essentiellement composé de FL et de PS. (e) Tuf très grossier provenant de la station HC-042 (échantillon A), diatrame Hay Coulee, riche en FL et comprenant quelques PJ. (f) Tuf très grossier, provenant de la station HC-043 (échantillon A) riche en FL et contient quelques PS. Voir figures 4.16 à 4.21 pour la localisation des échantillons.

Contrairement aux échantillons en lame mince du champ volcanique Pali Aike, les échantillons en lames minces du champ volcanique MRB ne sont pas de bons candidats pour l'étude granulométrique par traitement d'images et stéréologie : ils sont trop altérés et le contour des fragments n'est pas net. À l'échelle du dépôt, il est possible de déterminer la provenance des fragments lithiques étant donné que les formations sédimentaires dans la région ont fait l'objet d'études détaillées (Hearn, 1968, 2012; Hearn et al., 1989) : ils proviennent essentiellement des formations de Wasatch et de Fort Union. Le Shale de Bearpaw contient des cailloux qui se retrouvent, entiers ou brisés, dans ces dépôts pyroclastiques lités.

Dans chaque dépôt pyroclastique lité, la composition est très similaire et seul la proportion en ces composants varie : pour tout diatrème confondu, le matériel lité se compose de 4-54% (moyenne de 33%, écart-type de 13%) de fragments juvéniles, et de 2-40% (moyenne de 22%, écart-type de 7%) de fragments lithiques d'origine majoritairement sédimentaire, dans une matrice cendreuse (5-80%, moyenne de 45%, écart-type de 11%) dont la composition est difficile à identifier visuellement sur le terrain. On voit donc que globalement, dans la fraction des lapillis et des blocs, la proportion moyenne des composantes est d'environ 3/5 juvénile, 2/5 lithique.

De manière générale, d'un diatrème à l'autre, les dépôts pyroclastiques lités observés sont très similaires, dans le sens qu'ils sont formés des mêmes composantes. On peut les diviser en fonction de leur granulométrie en tuf (plus rare) et tuf à lapillis. Les dépôts de tuf sont de couleur beige et ils se débitent systématiquement en blocs de quelques dizaines de centimètres de large et 2-3 cm d'épaisseur. Les dépôts de tufs à lapillis sont consolidés de la même façon que les dépôts de tufs ou encore, quand la fraction cendreuse est moins abondante, se désagrègent très facilement entre les mains. Ils sont de couleur verdâtre et assez foncés pour certains.

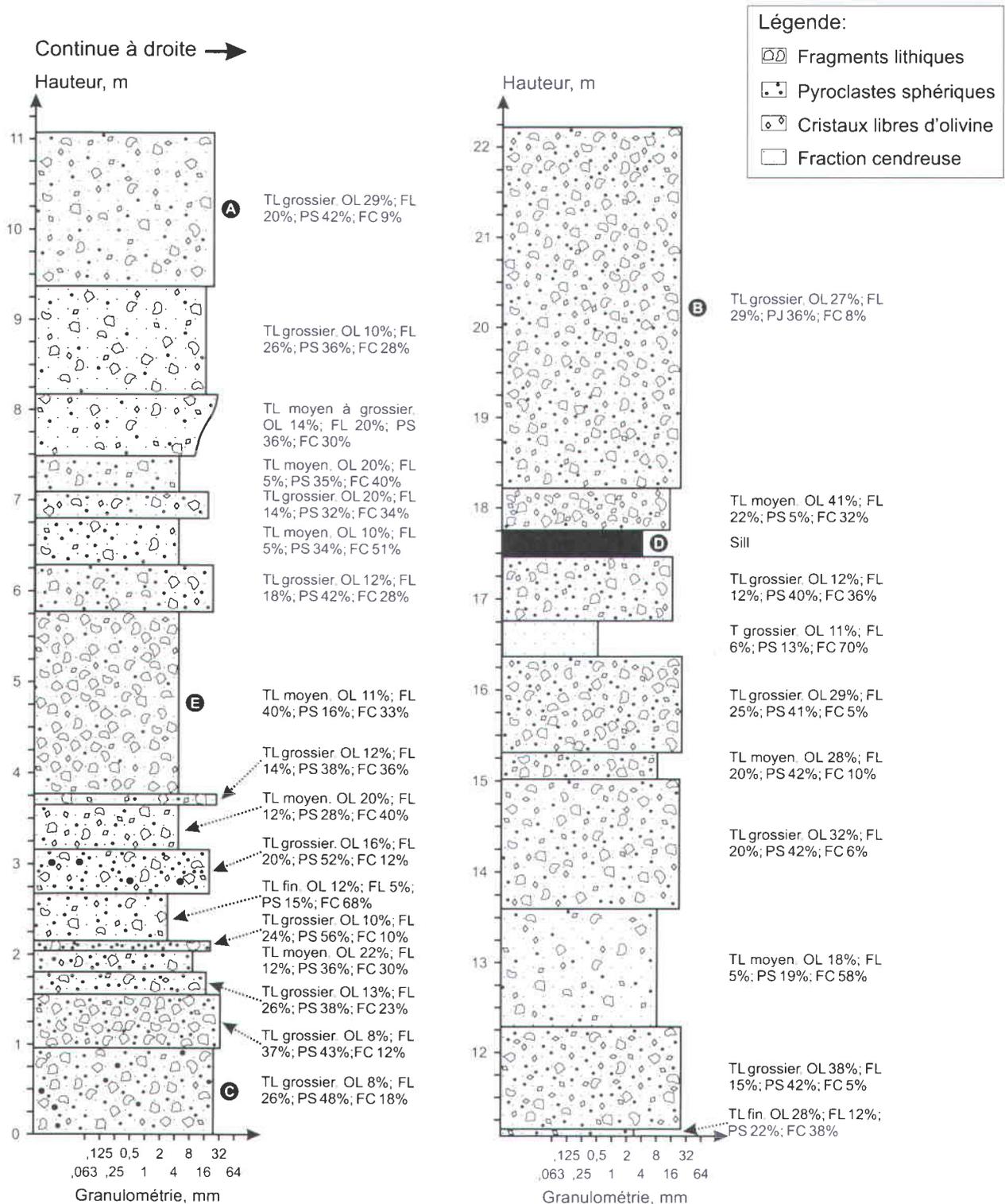
Au diatrème Black Butte, les sections stratigraphiques ont été réalisées aux stations BB-005 et BB-040 (Figures 4.10, 4.18, 4.19, 4.20). La section BB-005 se divise en deux parties de 2,67 m et de 9,92 m respectivement. La première partie se compose de trois lits de tuf à lapillis grossier allant de 0,4 m à 1,6 m d'épaisseur (moyenne de 0,90 m, écart-type de 0,60 m) (Figure 4.18). La seconde partie se situe à environ 3 m latéralement et à 1 m au-dessus de la première partie. Étant donné le degré d'altération avancé des dépôts, la jonction entre ces deux sections n'a pu être établie de façon claire. Cette seconde partie, de 18 lits, se compose en grande majorité de lits de tuf à lapillis fin et moyen, et en minorité de lits de tuf moyen à très grossier (trois lits).



**Figure 4.18. Section stratigraphique BB-005 des dépôts pyroclastiques au diatrème Black Butte (voir figure 4.10). La partie B a été mesurée à trois mètres latéralement et un mètre au-dessus de la partie A. Le raccord entre les deux parties n'a pu être clairement établi. Pour chaque lit, les proportions des composants sont estimées visuellement. Les échantillons prélevés sont identifiés et localisés sur la section. T = tuf; TL = tuf à lapillis; PS = pyroclaste sphérique, FL = fragment lithique; OL = olivine libre; FC = fraction cendreuse. Nomenclature de White et Houghton (2006).**

Les lits vont de 5 cm à 2 m d'épaisseur (moyenne de 0,55 m, écart-type de 0,50 m) (Figure 4.18). La granulométrie moyenne, estimée visuellement, des deux parties confondues est de 8 mm avec un minimum à 0,5 mm et un maximum à 35 mm. Les observations montrent une variation de la proportion des composantes de la taille des lapillis d'un lit à l'autre : olivines libres 10-41% (moyenne de 29%, écart type de 7%); pyroclastes sub-sphériques à sphériques 0-45% (moyenne de 19 %, écart type de 14%); fragments lithiques 2-40% (moyenne de 17%, écart type de 10%). La fraction cendreuse diffère elle aussi d'un lit à un autre en termes de proportion (de 8 à 80%, moyenne de 35%, écart type de 19%). La section BB-040 se divise elle aussi en deux parties (Figures 4.19, 4.20). La première partie fait 22,2 m de haut et la seconde 18,9 m. La seconde partie se situe à environ 2 m latéralement et 0,50 m au-dessus de la première. Tout comme à la station BB-005, la jonction entre les deux parties n'a pas été clairement identifiée. Les 27 lits constituant la première partie varient de 20 cm à 4 m d'épaisseur (moyenne de 0,8 m d'épaisseur, écart-type de 0,8 m). La vaste majorité des lits sont des tufs à lapillis grossiers. La granulométrie moyenne estimée visuellement est de 17 mm avec un minimum à 3 mm et un maximum à 28 mm. La seconde partie, constituée de dix lits, comprend des couches allant de 15 cm à 10 m d'épaisseur (moyenne de 1,9 m d'épaisseur, écart-type de 2,9 m). Les lits sont dans l'ensemble des tufs à lapillis moyens et grossiers. La granulométrie moyenne estimée visuellement est de 12,5 mm avec un minimum à 1 mm et un maximum à 30 mm. Dans cette section, la proportion des composantes est : olivines libres 8-41% (moyenne de 19%, écart type de 9%); pyroclastes sub-sphériques à sphériques 0-66% (moyenne de 32%, écart type de 14%); fragments lithiques 5-40% (moyenne de 17%, écart type de 9%). Quant à la fraction cendreuse elle varie de 5 à 73% (moyenne de 32%, écart type de 20%).

Au diatrème Lone Tree Ridge, des sections ont été mesurées aux stations LTR-032 et LTR-033 (Figure 4.11 et Figures 4.21 et 4.22 respectivement). La section de la station LTR-032 se compose de sept lits sur une hauteur de 5,5 m. L'épaisseur des lits varie de 15 cm à 2 m (moyenne de 0,8 m d'épaisseur, écart-type de 0,8 m) (Figure 4.21) et la granulométrie moyenne estimée visuellement est de 19 mm avec un minimum de 3 mm et un maximum de 35 mm. Les lits sont majoritairement des lits de tufs à lapilli grossiers. Dans cette section, les cristaux libres d'olivine sont absents (ou non détectés). La proportion des autres composantes est : pyroclastes sub-sphériques à sphériques 20-52% (moyenne de 36%, écart type de 12%); fragments lithiques 6-32% (moyenne de 22%, écart type de 12%). Quant à la fraction cendreuse, elle varie de 18 à 74% (moyenne de 42%, écart type de 22%).



**Figure 4.19. Section stratigraphique BB-040, partie A, des dépôts pyroclastiques au diatrème Black Butte (voir figure 4.10). Pour chaque lit, les proportions des composants sont estimées visuellement. Les échantillons prélevés sont identifiés et localisés sur la section. T = tuf; TL = tuf à lapillis; PS = pyroclaste sphérique, PS = pyroclaste sphérique; OL = olivine libre; FC = fraction cendreuse. Nomenclature de White et Houghton (2006).**

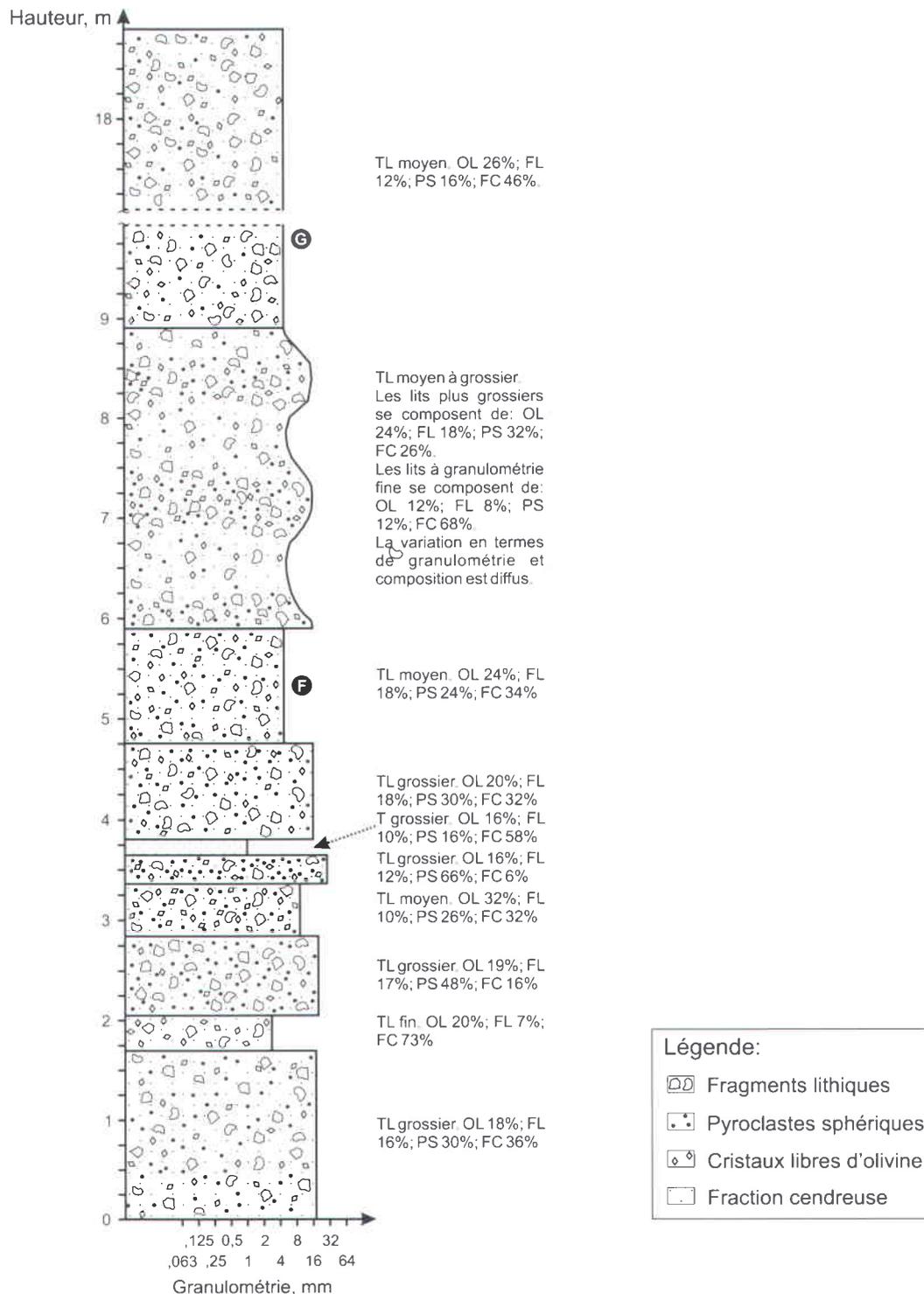
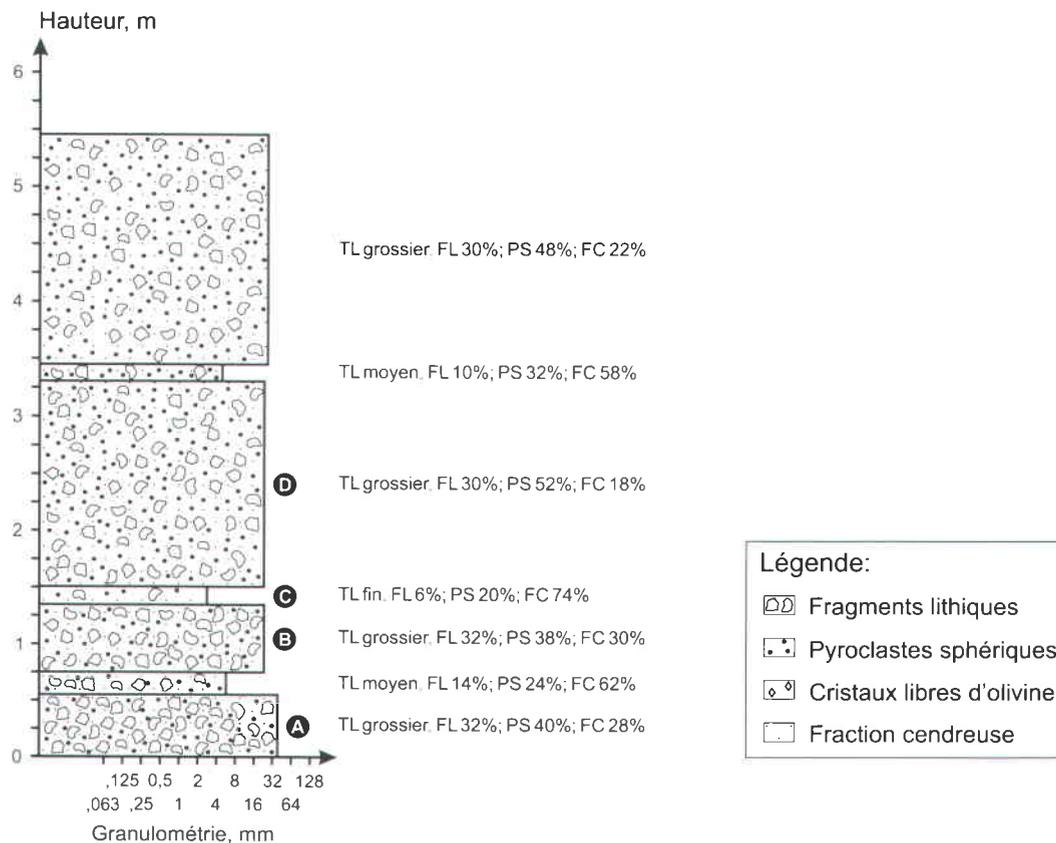


Figure 4.20. Section stratigraphique BB-040, partie B, des dépôts pyroclastiques au diatrème Black Butte (voir figure 4.10). Cette section se situe à deux mètres latéralement et à environ 50 cm au-dessus de la partie A. La jonction entre les deux sections n'a pu être clairement identifiée. Pour chaque lit, les proportions des composants sont estimées visuellement. Les échantillons prélevés sont identifiés et localisés sur la section. T = tuf; TL = tuf à lapillis; PS = pyroclaste juvénile, FL = fragment lithique; OL = olivine libre; FC = fraction cendreuse. Nomenclature de White et Houghton (2006).

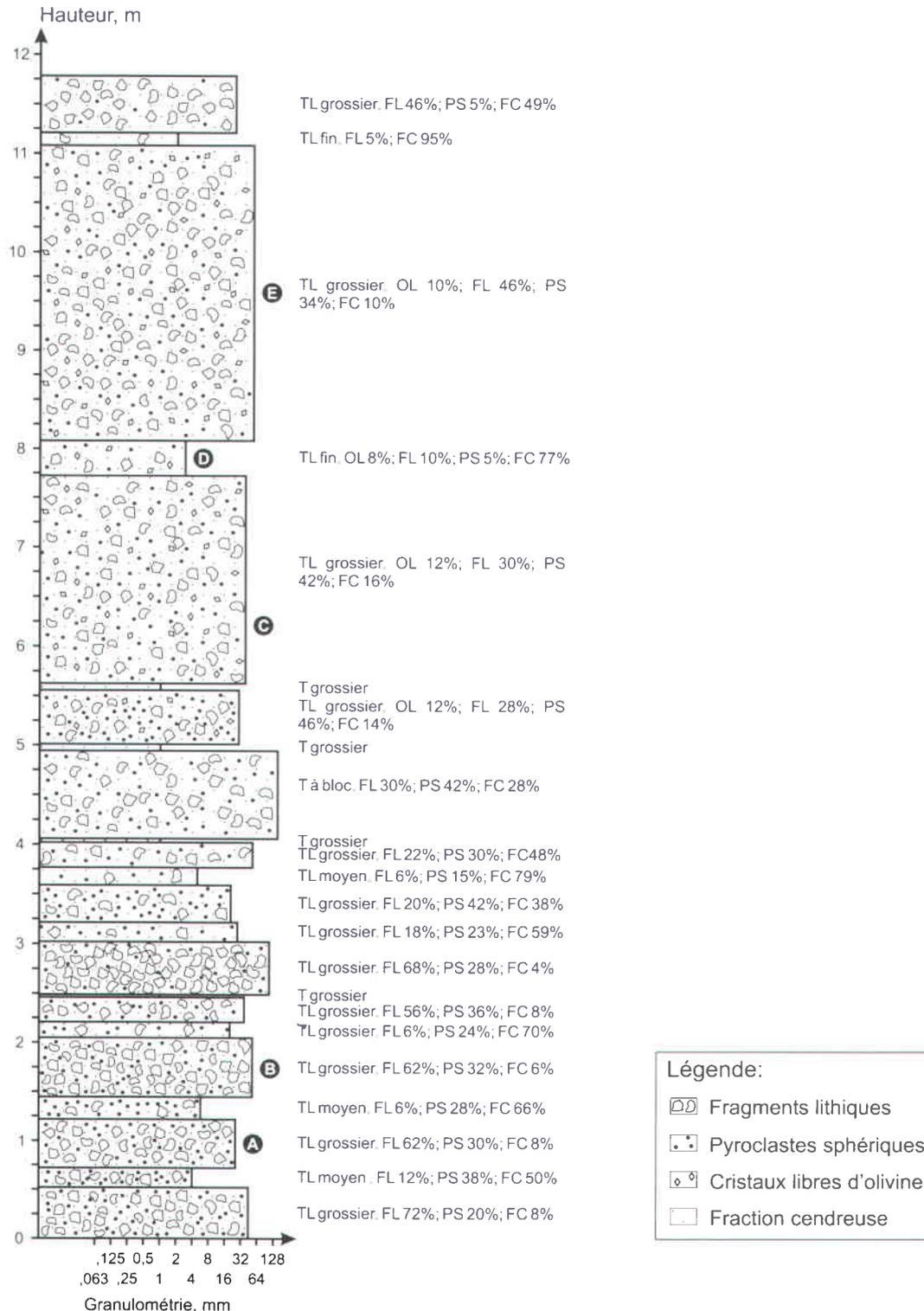


**Figure 4.21. Section stratigraphique LTR-032 des dépôts pyroclastiques au diatrème Lone Tree Ridge (voir figure 4.11). Pour chaque lit, les proportions des composants sont estimées visuellement. Les échantillons prélevés sont identifiés et localisés sur la section. T = tuf; TL = tuf à lapillis; PS = pyroclaste sphérique, FL = fragment lithique; OL = olivine libre; FC = fraction cendreuse. Nomenclature de White et Houghton (2006).**

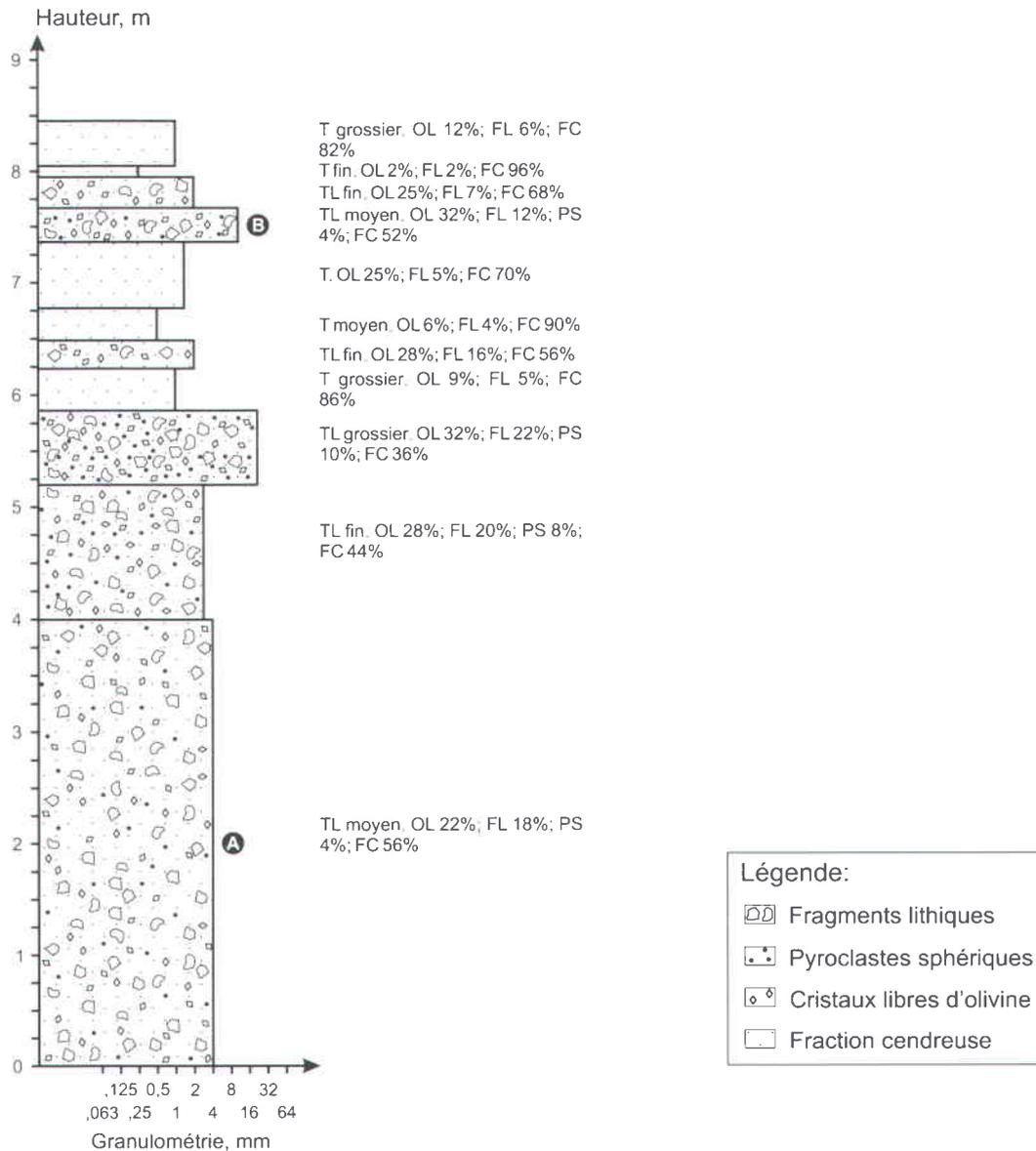
La section de 11,8 m de hauteur mesurée à la station LTR-033, est constituée de 23 lits dont l'épaisseur varie de 3 cm à 3 m (moyenne de 0,5 m d'épaisseur, écart-type de 0,7 m) (Figure 4.22). La granulométrie moyenne estimée visuellement est de 29 mm avec un minimum de 1 mm et un maximum de 130 mm. La majorité des lits sont des tufs à lapillis grossiers, seuls quatre lits sont des tufs grossiers. Dans cette section, la proportion des composantes est : olivines libres 0-12% (moyenne de 2%, écart type de 5%); pyroclastes sub-sphériques à sphériques 0-46% (moyenne de 27%, écart type de 13%); fragments lithiques 5-72% (moyenne de 32%, écart type de 23%). La fraction cendreuse varie de 4 à 95% (moyenne de 39%, écart type de 30%).

Au diatrème Hay Coulee, deux sections ont été mesurées (figures 4.9, 4.23, 4.24). La section à la station HC-042 se compose de onze lits sur une hauteur de 8,45 m avec des lits variant de 10 cm à 4 m d'épaisseur (moyenne de 0,8 m d'épaisseur, écart-type de 1,1 m) (Figure 4.23). Les lits varient entre des tufs fins et des tufs à lapilli grossier. La granulométrie moyenne estimée visuellement est de 4 mm avec un minimum de 0,3 mm et un maximum de 10 mm. Les lits sont des tufs à lapillis, parfois grossiers et des tufs. Dans cette section, la proportion des composantes est : olivines libres 2-32% (moyenne de 20%, écart type de 11%); pyroclastes sub-sphériques à sphériques 0-20% (moyenne de 3%, écart type de 6%); fragments lithiques 2-22% (moyenne de 10%, écart type de 7%). La fraction cendreuse varie de 36 à 96% (moyenne de 67%, écart type de 20%).

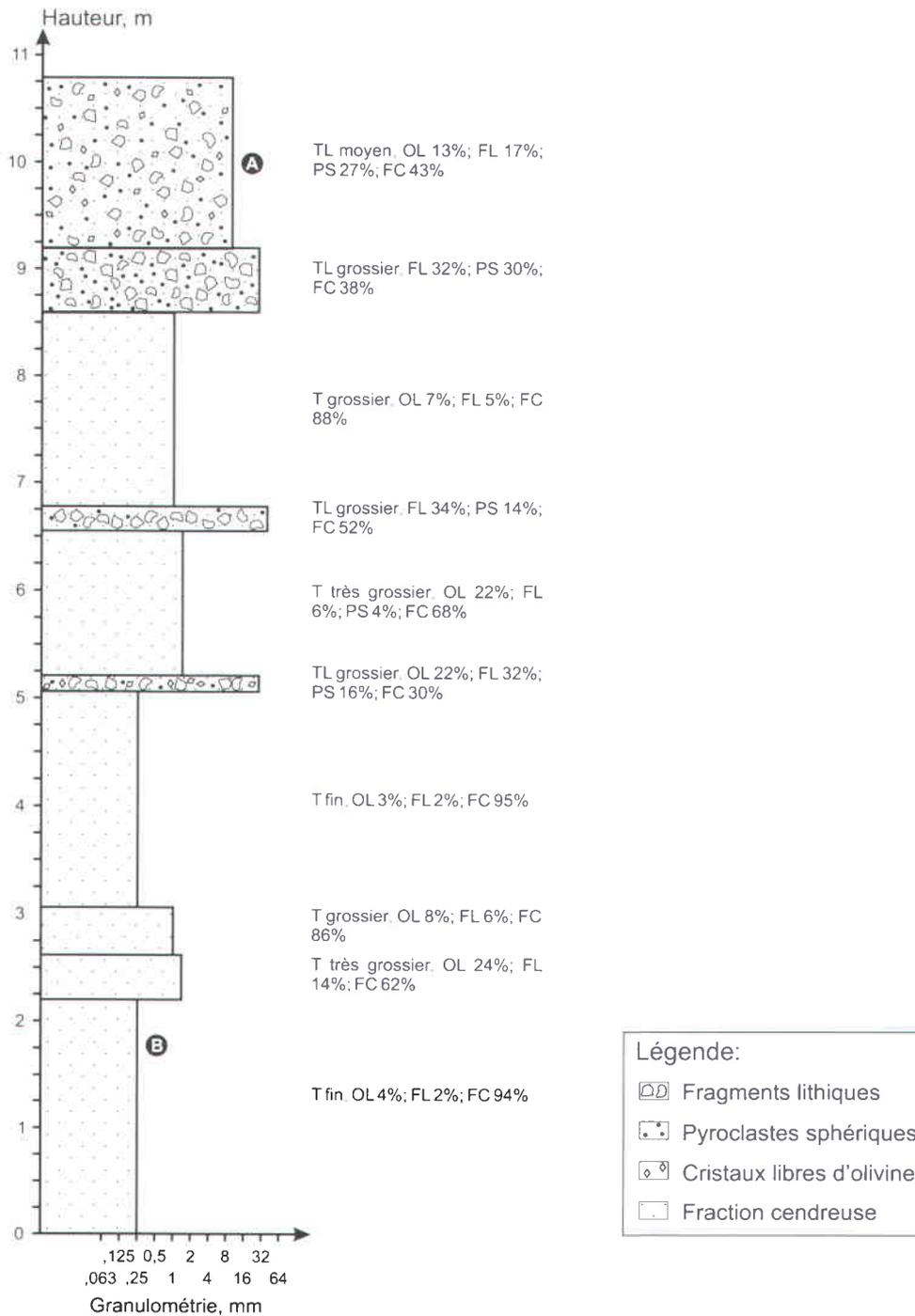
La section à la station HC-043, composée de dix lits, a une hauteur de 11 m et l'épaisseur des lits varie de 15 cm à 2,20 m (moyenne de 1,1 m d'épaisseur, écart-type de 0,8 m) (Figure 4.24). La granulométrie moyenne estimée visuellement est de 11 mm avec un minimum de 0,3 mm et un maximum de 35 mm. Dans cette section, les lits alternent entre des tufs et des tufs à lapillis, plus ou moins grossiers. Dans cette section, la proportion des composantes est : olivines libres 0-24% (moyenne de 10%, écart type de 9%); pyroclastes sub-sphériques à sphériques 0-30% (moyenne de 9%, écart type de 12%); fragments lithiques 2-34% (moyenne de 15%, écart type de 13%). La fraction cendreuse varie de 30 à 95% (moyenne de 66%, écart type de 24%).



**Figure 4.22. Section stratigraphique LTR-033 des dépôts pyroclastiques au diatrème Lone Tree Ridge (voir figure 4.11). Pour chaque lit, les proportions des composants sont estimées visuellement. Les échantillons prélevés sont identifiés et localisés sur la section. T = tuf; TL = tuf à lapillis; PS = pyroclaste sphérique, FL = fragment lithique; OL = olivine libre; FC = fraction cendreuse. Nomenclature de White et Houghton (2006).**



**Figure 4.23.** Section stratigraphique HC-042 des dépôts pyroclastiques au diatrème Hay Coulee (voir figure 4.9). Pour chaque lit, les proportions des composants sont estimées visuellement. Les échantillons prélevés sont identifiés et localisés sur la section. T = tuf; TL = tuf à lapillis; PS = pyroclaste sphérique, FL = fragment lithique; OL = olivine libre; FC = fraction cendreuse. Nomenclature de White et Houghton (2006).



**Figure 4.24. Section stratigraphique HC-043 des dépôts pyroclastiques au diatrème Hay Coulee (voir figure 4.9). Pour chaque lit, les proportions des composants sont estimées visuellement. Les échantillons prélevés sont identifiés et localisés sur la section. T = tuf; TL = tuf à lapillis; PS = pyroclaste sphérique, FL = fragment lithique; OL = olivine libre; FC = fraction cendreuse. Nomenclature de White et Houghton (2006).**

À titre d'illustration, la figure 4.25a montre un échantillon prélevé dans un dépôt pyroclastique lité, à la station LTR-029, au diatrème Lone Tree Ridge (Figure 4.11). Une coupe a été réalisée et met en évidence le litage. Trois zones principales se distinguent selon la granulométrie (tuf fin, tuf à lapillis grossier, tuf fin: figures 4.25b, 4.25c, 4.25d respectivement) mais aussi selon la composition. Certains niveaux sont apparemment plus riches en pyroclastes sub-sphériques à sphériques (Figure 4.25c) tandis que d'autres sont plus riches en fragments lithiques (Figure 4.25d).

#### b) Les dépôts pyroclastiques non-lités

En plus des dépôts pyroclastiques lités, chacun des diatrèmes étudiés et visités comprend du matériel pyroclastique non-lité. Ces unités non-litées semblent recouper les lits puisque leurs contacts sont abrupts (Figure 4.26). Le volume de dépôts pyroclastiques non-lités est le plus souvent inférieur au volume de matériel lité, et ces unités non-lités sont distribuées aussi bien en bordure que vers le centre des diatrèmes (Figures 4.9 à 4.13).

Ces dépôts non-lités ont initialement été décrits comme étant des « brèches » par Hearn (1968). Pour chaque diatrème, il a localisé plusieurs types de « brèches » suivant leur composition et leur localisation. Pour cette étude, ces dépôts non-lités ont été renommés suivant la classification de White et Houghton (2006), et la légende des figures 4.9 à 4.13 a été modifiée en conséquence, et tenant également compte des nouvelles observations de terrain.

En lame mince, les échantillons sont très similaires à ceux des dépôts lités. Les fragments juvéniles sont de forme ellipsoïdale/amiboïde à sphérique et les cristaux d'olivine libres sont sub-automorphes à automorphes (cf. section 4.4.3). Les fragments sédimentaires sont sub-anguleux à sub-arrondis et les grains de quartz et de feldspaths sont sub-anguleux. Tout comme pour les échantillons des dépôts lités, aucune analyse granulométrique par traitement d'images et stéréologie n'a pu être faite. La principale différence entre le matériel lité et non-lité est surtout visible à l'échelle du dépôt : les dépôts pyroclastiques non-lité sont en moyenne plus grossiers car ils contiennent des blocs d'origine sédimentaire. Généralement, ces dépôts non-lités sont des tufs à lapillis, moyens à grossiers, et des tufs à blocs (Figure 4.27). La proportion des composantes tous diatrèmes confondus est : olivines libres 0-28% (moyenne de 11%, écart type de 11%); pyroclastes sub-sphériques à sphériques 13-60% (moyenne de 34%, écart type de 16%); fragments lithiques 15-65% (moyenne de 39%, écart type de 15,6%).

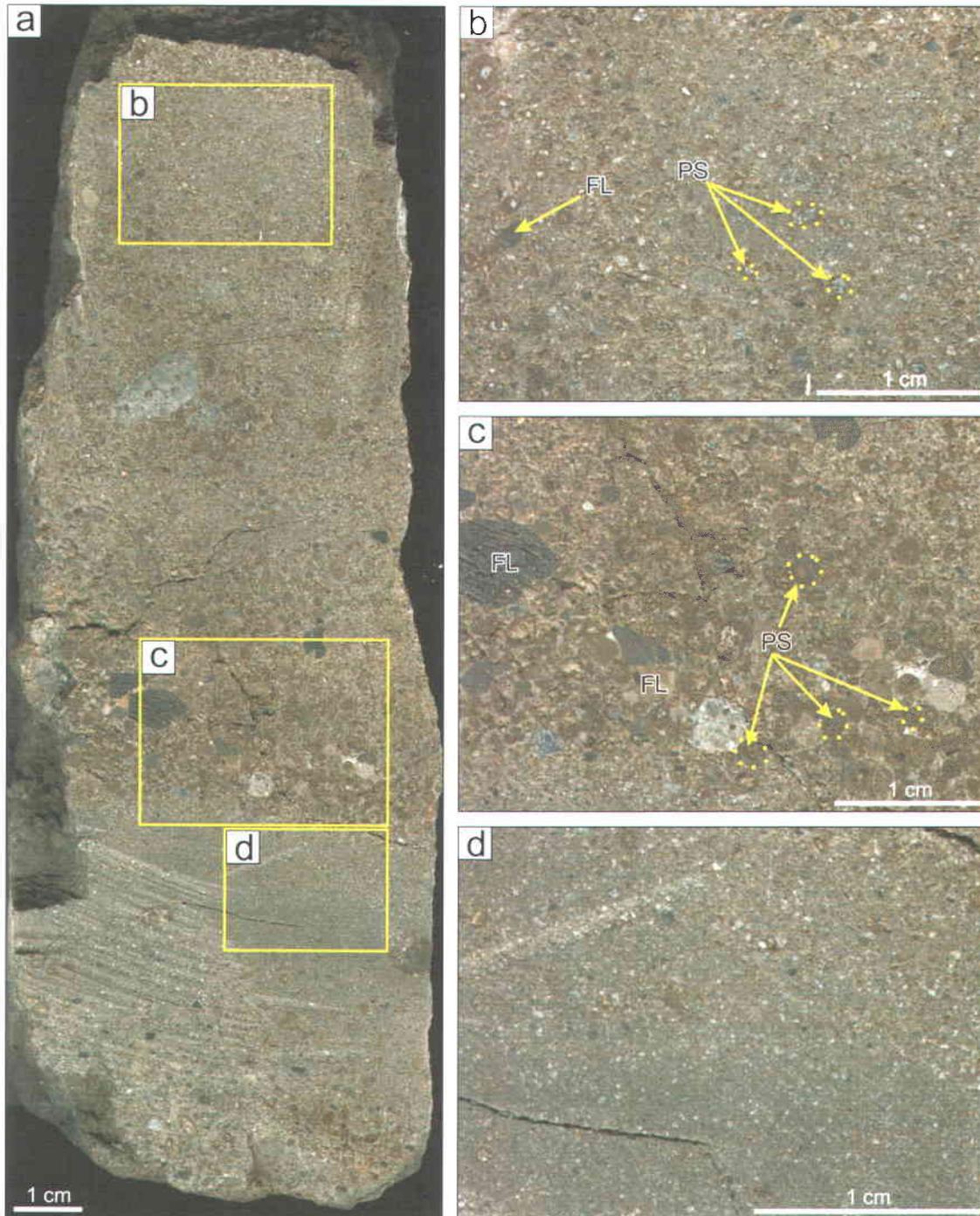


Figure 4.25. Dépôt pyroclastique lité, station LTR-029, diatrème Lone Tree Ridge. (a) Échantillon de dépôt pyroclastique lité scanné. Trois zones principales se distinguent dans cet échantillon en termes de granulométrie et de composition. Pour chacune de ces zones une vue rapprochée a été réalisée. (b) Vue rapprochée de la partie supérieure de l'échantillon. Il s'agit d'un tuf fin composé de pyroclastes sphériques et de fragments lithiques dans une moindre proportion. (c) Vue rapprochée sur la partie centrale de l'échantillon. Ce niveau est un tuf à lapillis grossier riche en pyroclastes sphériques et contenant des fragments lithiques. (d) Vue rapprochée sur la partie inférieure de l'échantillon. Il s'agit d'un tuf fin riche en fragments lithiques et contenant des pyroclastes sphériques. FL = fragments lithiques; PS = particules sphériques.

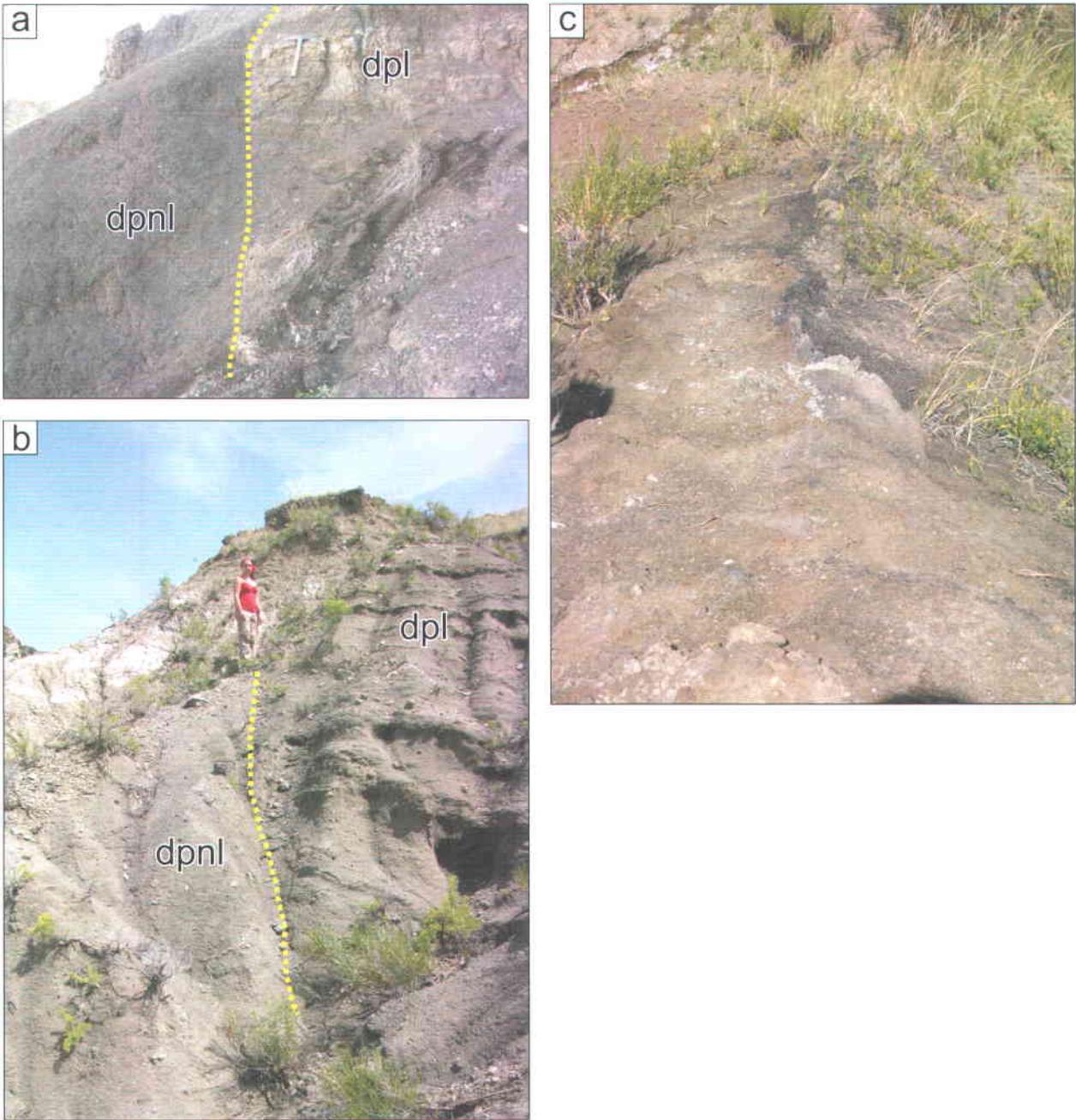


Figure 4.26. Unités pyroclastiques non-litées et dyke annulaire. (a) Unité pyroclastique non-litée recoupant des dépôts pyroclastiques lités au diatrème Black Butte, au sommet de la butte principale. (b) Unité pyroclastique non-litée recoupant des dépôts pyroclastiques lités au diatrème Lone Tree Ridge, à la station LTR-033. (c) Vue sur le dyke en forme d'anneau en bordure du diatrème Black Butte, à la station BB-020. dpl = dépôt pyroclastique lité; dpnl = dépôt pyroclastique non-lité.

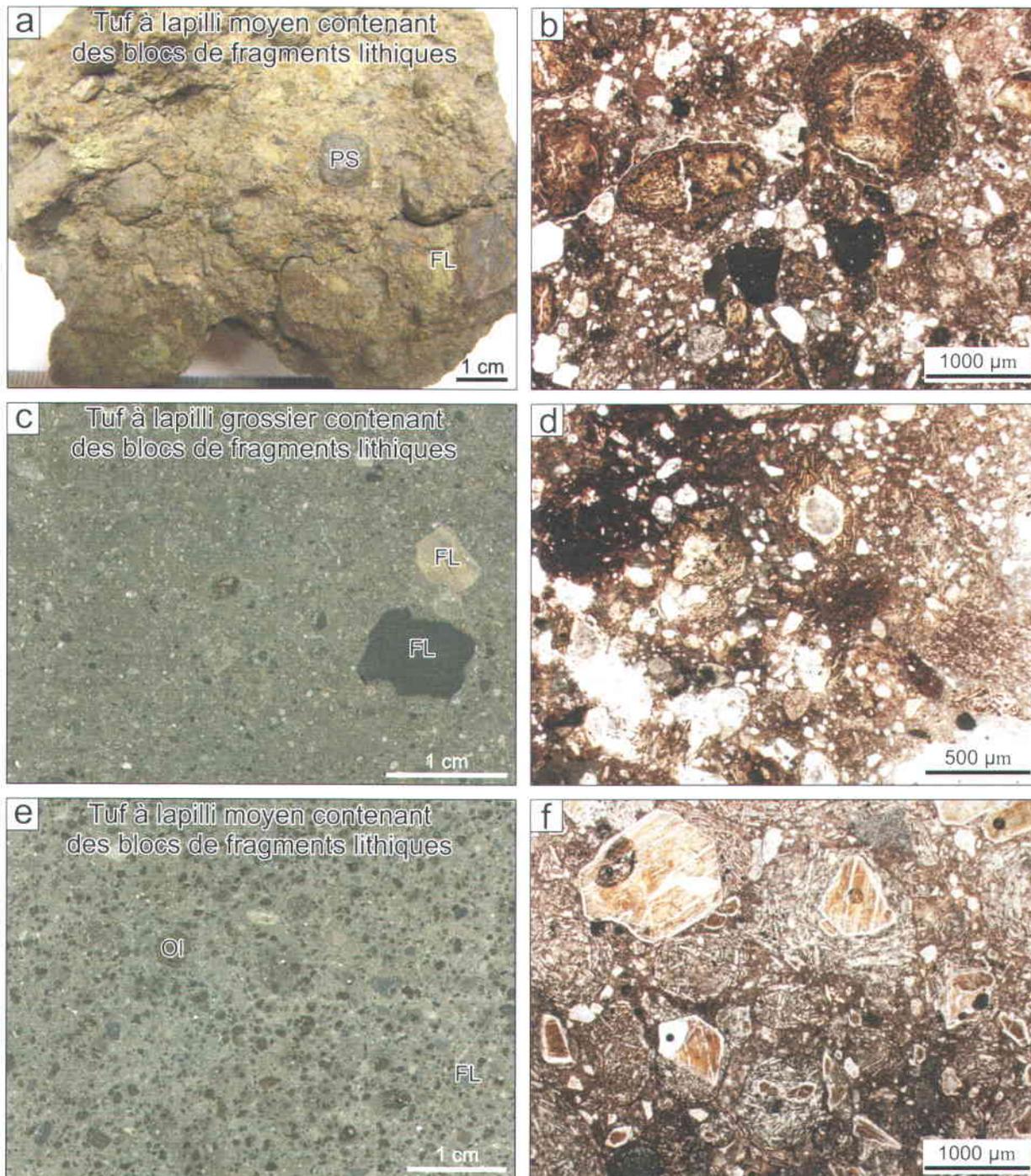


Figure 4.27. Dépôts pyroclastiques non-lités. (a) Station BB-002, diatrème Black Butte, et sa lame mince associée (b). (c) Station ER-007, diatrème Ervin Ridge, et sa lame mince associée (d). Ces deux échantillons sont des tufs à lapillis respectivement moyen et grossier contenant des blocs d'origine sédimentaire. (e) Station ER-028, diatrème Ervin Ridge, et sa lame mince associée (f). À première vue, ce tuf à lapillis moyen contenant des blocs d'origine sédimentaire, semble riche en cristaux libres d'olivine mais se révèle riche en pyroclastes juvéniles sub-sphériques à sphériques en lame mince avec une faible proportion en fragments lithiques, en cristaux libres d'olivine et en cendres. FL = fragments lithiques; OI = olivine libre; PS = pyroclaste sphérique.

La fraction cendreuse varie de 6 à 32% (moyenne de 16%, écart type de 9%)<sup>4</sup>. On voit donc qu'en moyenne, les dépôts non-lités sont passablement moins riches en cendres selon l'estimation de terrain (16% plutôt que 45% dans les dépôts lités). Dans la fraction des lapillis et blocs, les dépôts non-lités ont des proportions similaires de fragments juvéniles vs. lithiques que les dépôts lités (dépôts lités : 33J-22L; dépôts non-lités, 45J-40L).

#### 4.4.3 Le matériel juvénile

Le matériel juvénile des dépôts pyroclastiques lités et non-lités est représenté, du plus abondant au moins abondant, par (i) des pyroclastes sub-sphériques à sphériques de la taille des cendres et des lapillis; (ii) des cristaux libres d'olivine; et (iii) des lapillis accréionnaires. Il se peut que des petits fragments plus anguleux, les « particules actives » de Büttner et al. (2002) aient été formées mais que l'altération ait été trop importante pour les conserver. Les cristaux libres d'olivine ont une taille allant jusqu'à près de 1 cm, une forme sub-automorphe à arrondie et sont altérés. Les composantes (i) et (iii) sont discutées plus en détail ci-dessous.

##### a) Les pyroclastes sub-sphériques à sphériques

Les pyroclastes sub-sphériques à sphériques ont été identifiés dans tous les diatrèmes étudiés et visités, et représentent le type principal de fragment juvénile. Leur taille va de quelques dizaines de millimètres à 5 cm dans l'ensemble des dépôts étudiés. Des pyroclastes de 15 cm ont été observés dans un seul dépôt pyroclastique non-lité (station HC-001). Sur le terrain, ils ont une surface lisse présentant des petites incurvations de faible amplitude; aucune fracture ni trace d'impact n'a été observé (Figures 4.28a, 4.28b). Les seules fractures identifiées résultent d'une forte altération de la surface du fragment (Figure 4.28c). Les pyroclastes ne sont pas déformés ductilement par des chocs avec d'autres fragments, ne sont pas soudés entre eux, et ne se sont pas aplatis lors de leur dépôt. Pour certains pyroclastes, la surface est recouverte par endroits de débris pyroclastiques non soudés à la particule et se détachant relativement facilement (Figure 4.28b). Bien que ces pyroclastes juvéniles soient similaires entre eux en termes de surface et forme, leur structure interne montre une grande diversité.

---

<sup>4</sup> Ces statistiques sont basées sur un total de 13 stations d'observation distribuées comme suit : quatre à Hay Coulee; deux à Black Butte; quatre à Lone Tree Ridge et trois à Ervin Ridge.

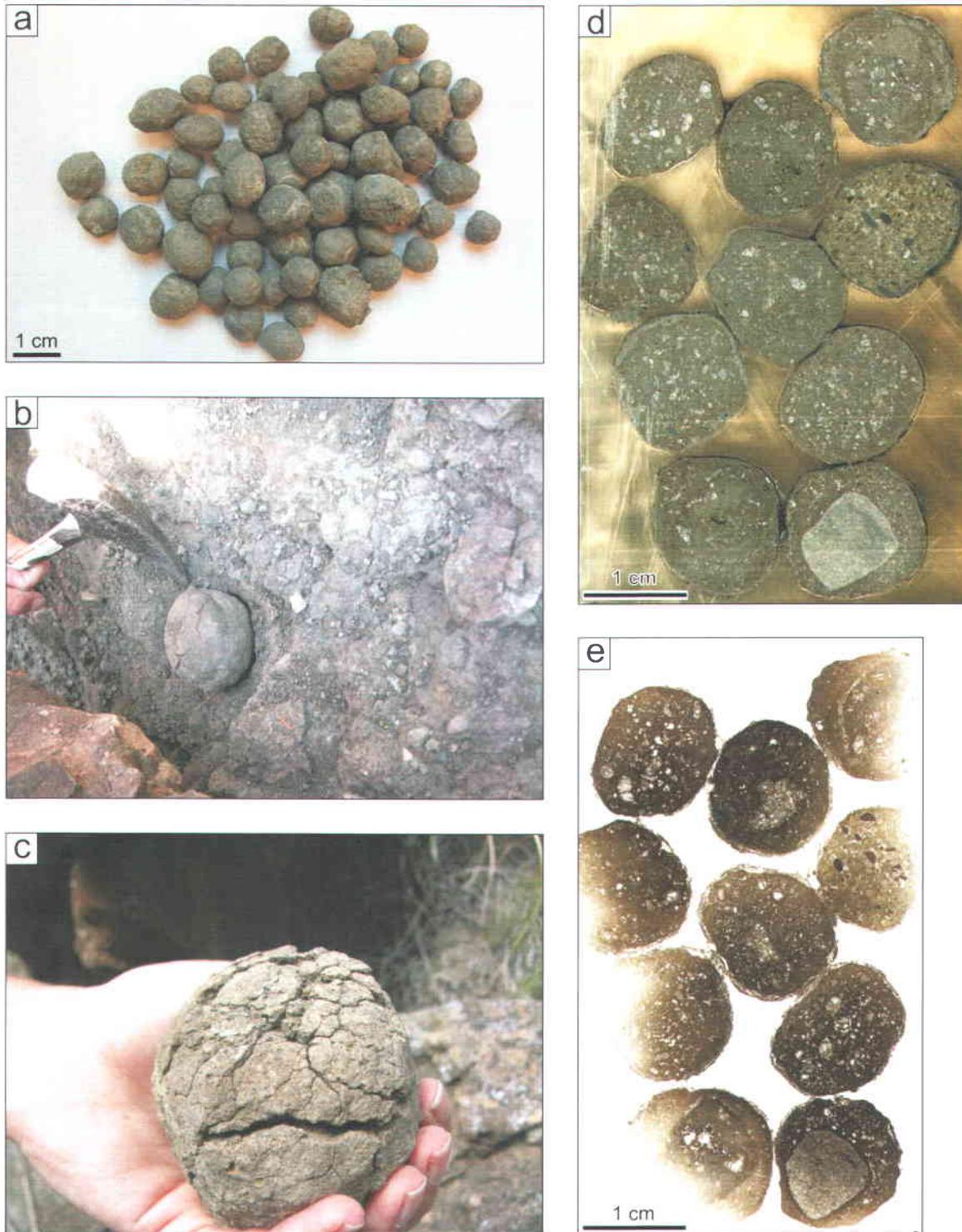


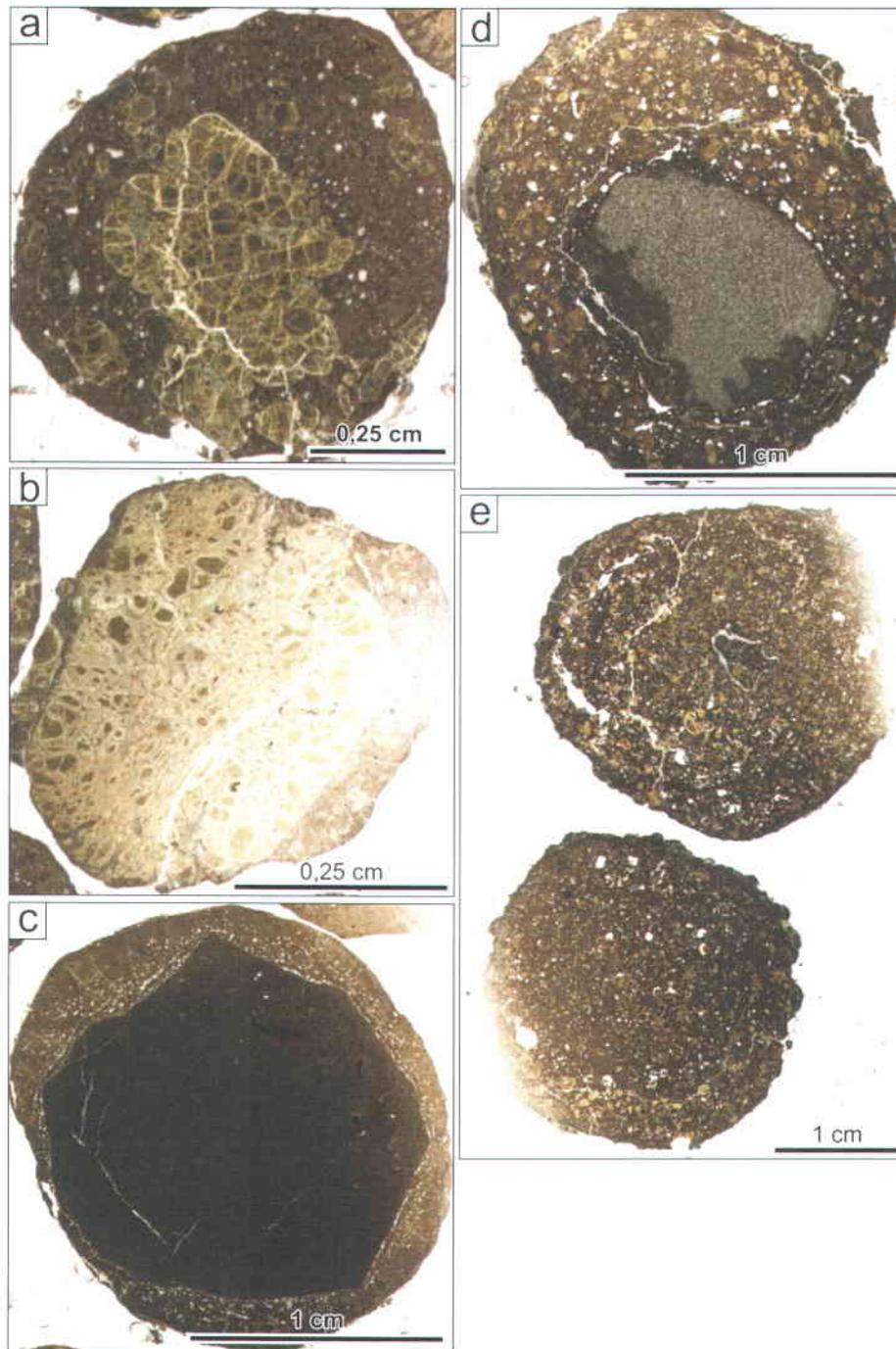
Figure 4.28. Photos des pyroclastes juvéniles sub-sphériques à sphériques. (a) Vue d'ensemble de quelques particules montrant leur surface lisse sans traces d'impacts/chocs. (b) Pyroclaste dans le dépôt pyroclastique. (c) Pyroclaste altéré. (d) Coupe transversale dans la résine époxy. (e) Lame mince obtenue à partir de (d). Tous ces échantillons ont été prélevés dans les dépôts pyroclastiques non-lités du diatrème Hay Coulee (station HC-001).

Quelque 227 pyroclastes individuels, allant de 5 mm à 3 cm de diamètre, prélevées essentiellement dans les dépôts pyroclastiques du diatrème Hay Coulee (stations HC-001, HC-006 et HC-019) et du diatrème Lone Tree Ridge (station LTR-014), ont été examinées au microscope pétrographique. Afin d'obtenir des coupes transversales passant au centre de chaque pyroclaste, ceux-ci ont été triés par taille et placés dans un récipient plat rempli de résine époxy (Figure 4.28d). Une fois solidifié, le bloc a pu être scié en deux parties égales et des lames minces ont été obtenues (Figure 4.28e).

Sur ces 227 pyroclastes, les deux-tiers (154 pyroclastes soit 67%) possèdent un fragment ou cristal central ou légèrement excentré, entouré de matériel ultramafique cristallin (Figures 4.29a à 4.29d). Dans plus de la moitié de ces cas (86 pyroclastes), il s'agit de phénocristaux d'olivine (Figures 4.29a, 4.29b). Dans une moindre mesure et par ordre décroissant d'abondance, le fragment central peut être un fragment sédimentaire (23 pyroclastes) (Figures 4.29c, 4.29d), un autre pyroclaste sub-sphérique à sphérique (21 pyroclastes) ou encore un fragment lithique d'origine ignée (10 pyroclastes). Dans certains cas, le fragment/cristal central n'a pu être correctement identifié (14 pyroclastes). La taille du fragment/cristal central est variable ainsi que la forme, notamment dans le cas des fragments de nature sédimentaire (Figures 4.29c, 4.29d). Les phénocristaux d'olivine, servant de noyaux, font en moyenne 5 mm de diamètre (Figure 4.29b). Le matériel juvénile qui entoure le fragment/cristal central est d'épaisseur variable, allant de moins de 1 mm à environ 1 cm (Figures 4.29a, 4.29b). De manière générale, ce sont les particules les plus petites qui ont le plus de chance d'avoir une fine couche de matériel juvénile. Un tiers des pyroclastes (73 soit 33%) ne possèdent pas de fragment/cristal centré/excentré (Figure 4.29e).

Le matériel juvénile est non-vésiculaire, finement cristallisé avec la présence de petites baguettes de minéralogie non déterminée et, dans la plupart des cas, riche en phénocristaux et/ou microphénocristaux d'olivine. Dans ces pyroclastes individuels, il n'y a pas d'orientation préférentielle des cristaux.

D'autres pyroclastes sub-sphériques à sphériques plus petits ont été observés dans les lames minces de dépôts pyroclastiques (Figure 4.30a). Tout comme les pyroclastes juvéniles prélevés individuellement, ceux-ci se composent ou non d'un fragment/cristal centré/excentré de taille variable (Figures 4.30a à 4.30d). Il s'agit le plus souvent d'un cristal d'olivine, dont la forme idiomorphe suggère que le cristal était en équilibre chimique avec le magma (Figure 4.30b).



**Figure 4.29. Pyroclastes sub-sphériques/sphériques en lame mince. (a) Cristal d'olivine centré entouré d'une couche relativement épaisse de matériel juvénile. (b) Cristal d'olivine entouré d'une mince couche de matériel juvénile. Les pyroclastes en (a) et (b) proviennent du diatrème Hay Coulee, à la station HC-001, dans un dépôt pyroclastique non-lité. (c) Gros fragment sédimentaire anguleux entouré d'une couche relativement mince de matériel juvénile. (d) Fragment sédimentaire légèrement excentré entouré de matériel juvénile. (e) Pyroclastes sans fragment central riches en microphénocristaux d'olivine. Les pyroclastes en (c), (d) et (e) proviennent du diatrème Lone Tree Ridge, à la station LTR-014, dans un dépôt pyroclastique non lité.**

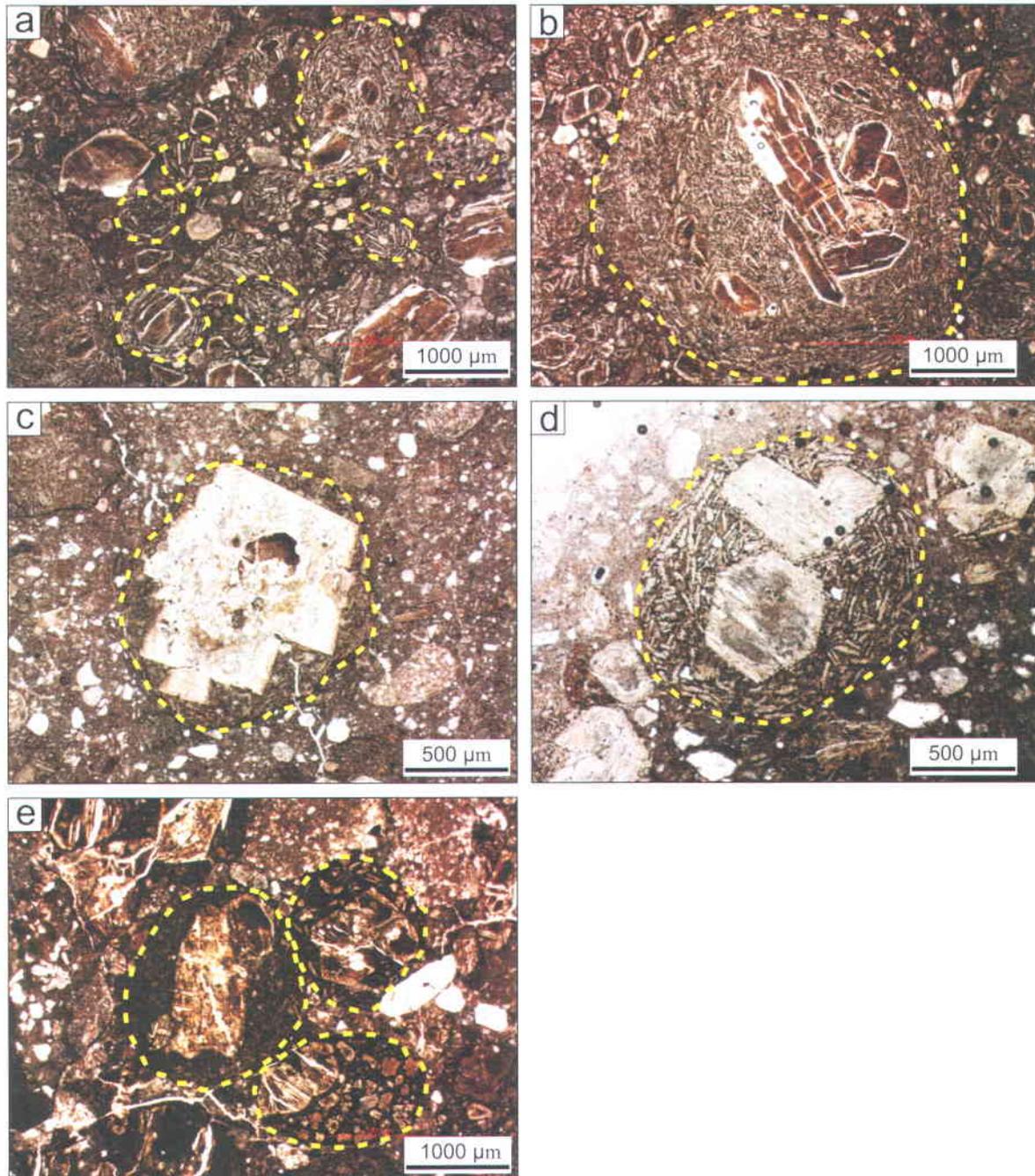


Figure 4.30. Photos des pyroclastes juvéniles sub-sphériques/ellipsoïdales dans les dépôts pyroclastiques. (a) Vue générale de pyroclastes dans des dépôts pyroclastiques non lités du diatrème Ervin Ridge, station ER-028. (b) Vue rapprochée sur un pyroclaste de la lame mince ER-028. La couche épaisse de matériel juvénile entourant le cristal d'olivine centré est composée de baguettes disposées aléatoirement. (c) Pyroclaste provenant d'un dépôt pyroclastique lité, possédant un phénocrystal centré entouré d'une mince couche de matériel juvénile provenant de la station ER-026. (d) Pyroclaste présentant deux cristaux centrés et une couche épaisse de matériel juvénile composée de baguettes disposées aléatoirement provenant de la station ER-007. (e) Pyroclastes provenant d'un dépôt pyroclastique du diatrème Lone Tree Ridge, à la station LTR-029. Un des pyroclastes se compose d'un phénocrystal excentré d'olivine et de plusieurs microcristaux d'olivine: aucunes baguettes ne sont observées.

Généralement, la matrice se compose de baguettes, dont la minéralogie n'a pas pu être déterminée, pouvant parfois être orientées concentriquement. Dans certains cas, la matrice ne contient pas de baguettes mais des microcristaux automorphes (Figure 4.30e).

#### b) Agrégats de cendres et fragments de tuf

Des agrégats de cendres<sup>5</sup>, de la taille des lapillis, composés de cendres fines non-consolidées de couleur beige entourant un cristal d'olivine, ont été observés localement dans les dépôts pyroclastiques lités des diatrèmes de Black Butte et Hay Coulee. À la station BB-009 (diatrème Black Butte), un cristal d'olivine est entouré de cendres beiges non consolidées, formant un lapilli de 5 mm de diamètre (non illustré). Au diatrème Hay Coulee, aux stations HC-031 et HC-038, d'autres lapillis, composés de cristaux d'olivine ou de fragments lithiques entourés de matériel fin de couleur beige non-consolidées, ont aussi été observés (Figure 4.31a); ils font moins de 1 cm de diamètre. Ce type de lapillis est connu sous le nom de « *armoured lapilli* » ou « *mantle lapilli* » (Waters et Fisher, 1971; Fisher et Schmincke, 1984; Schumacher et Schmincke, 1991, 1995; Gilbert et Lane, 1994; Brown et al., 2012a).

Dans des dépôts pyroclastiques non-lités et lités de chacun des diatrèmes étudiés, des amas de cendres beiges, non-lithifiés à légèrement lithifiés, contenant d'abondants cristaux libres d'olivine ont été observés, allant jusqu'à 3,5 cm de diamètre (Figures 4.31b à 4.31f). Ils diffèrent des agrégats de cendres décrits précédemment puisqu'aucun de ces amas ne comporte un noyau, mais la présence de cristaux libres d'olivine en grande quantité suggère qu'il s'agit bien de matériel juvénile. Les amas, de taille allant de moins de 1 cm à plusieurs centimètres, sont de forme très variable allant d'une forme sphérique à une forme plus anguleuse (Figures 4.31b à 4.31c). Un de ses amas semble se débiter en couche concentrique (Figure 4.31d). Le diatrème Hay Coulee est le plus riche en ce type d'amas. Le diatrème de Lone Tree Ridge en contient un nombre important aussi, contrairement aux diatrèmes de Black Butte et Ervin Ridge qui en sont moins pourvus. Tous diatrèmes confondus, ces amas représentent en moyenne 10% du matériel pyroclastique (estimation visuelle).

---

<sup>5</sup> Le terme agrégat de cendres est préféré ici au terme lapilli accréionnaire afin de suivre la classification de Schumacher et Schmincke, 1991, qui distinguent les lapillis accréionnaires des « *armoured* » ou « *mantle lapilli* ».

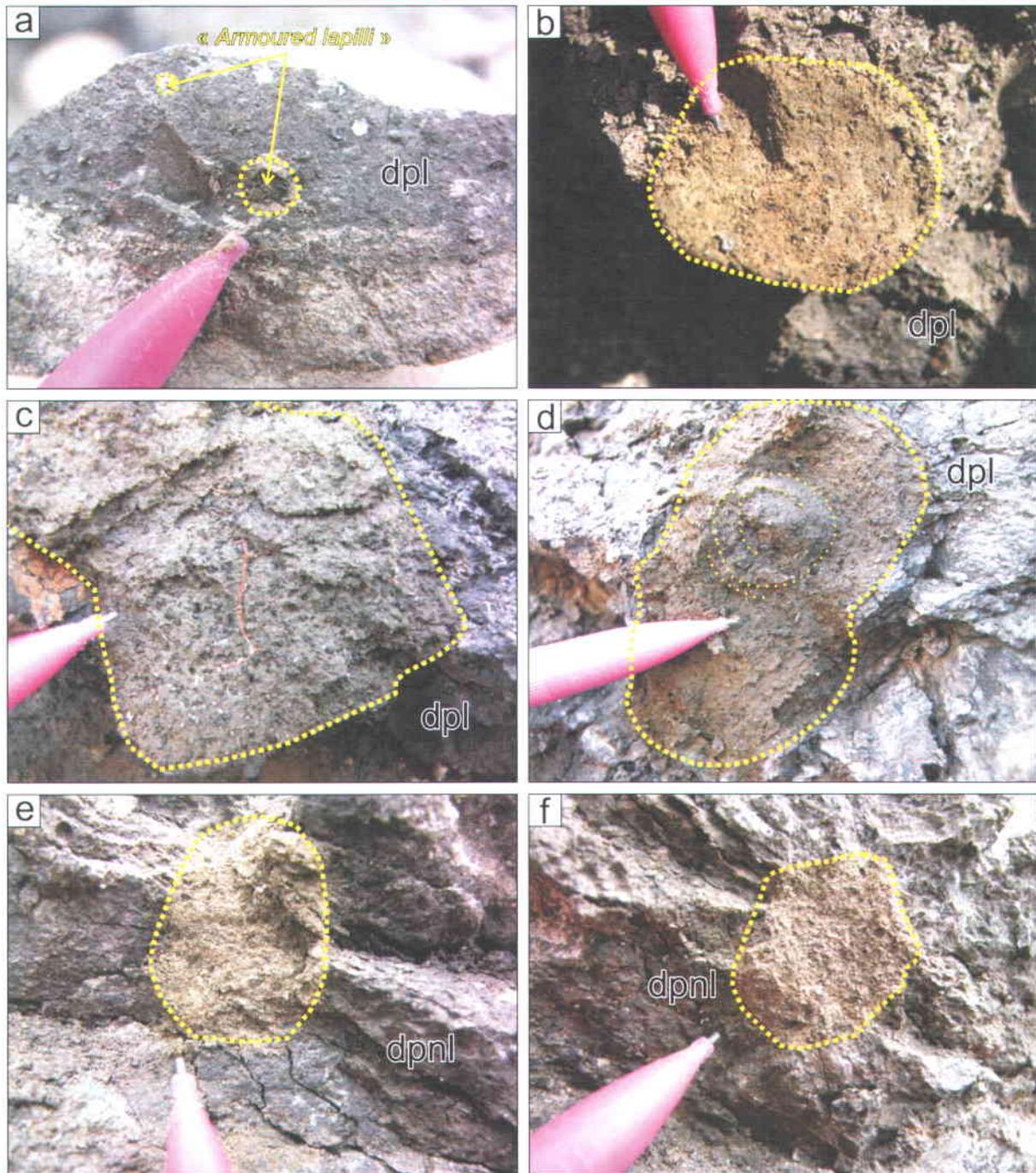


Figure 4.31. Agrégats de cendres. (a) « *Armoured lapilli* » composés de cendres fines entourant un cristal d'olivine dans un dépôt pyroclastique lité, diatrème Hay Coulee, station HC-031. (b), (c) et (d) Amas dans des dépôts pyroclastiques lités au diatrème Hay Coulee aux stations HC-006, HC-014 et HC-031 respectivement. Ces amas plus ou moins meubles sont de tailles et de formes variables allant d'une forme sphérique (b) à une forme anguleuse (c). En (d) l'amas semble dessiner un ensemble de couches concentriques. (e) et (f) Amas provenant de dépôts pyroclastiques non-lités aux stations LTR-008 et LTR-017 respectivement (diatrème Lone Tree Ridge). Tous ces amas ne présentent aucun noyau. Ils se composent d'un matériel sableux, en termes de granulométrie, de couleur beige et de cristaux libres d'olivine. Ces amas peuvent dans certains cas être un peu plus consolidés.

Ces amas pourraient soit être des lapillis accréionnaires sans noyaux ni couches concentriques (Shumacher et Schmincke, 1991, 1995), soit des fragments de tuf recyclés. Dans ce dernier cas, il y aurait déposition d'un lit de tuf au fond du cratère ou dans l'anneau de téphras entourant le cratère, mais il serait démoli par des explosions subséquentes ou d'autres processus, pour être ensuite préservé sous forme de fragment de tuf dans d'autres dépôts pyroclastiques. Cette explication semble particulièrement appropriée pour les fragments anguleux.

#### **4.4.4 Les roches ignées intrusives**

Les roches ignées ultramafiques cohérentes se présentent sous la forme de dykes de 10-30 cm de large et de petites intrusions plus ou moins cylindriques (« *plugs* ») d'au plus quelques mètres de diamètre. Les dykes et intrusions se situent aussi bien en bordure des diatrèmes que dans le diatrème lui-même (et parfois à l'extérieur). Une majorité d'intrusions se situent près du contact entre le matériel de remplissage du diatrème et la roche encaissante. Certains dykes contiennent en faible proportion des fragments sédimentaires et parfois même des pyroclastes sub-sphériques à sphériques.

Treize échantillons de roche ignée cohérente ont été prélevés dans les quatre diatrèmes étudiés (stations ER-011, ER-014, ER-027, BB-007, BB-012, BB-021, BB-040, HC-040, HC-041, LTR-002, LTR-005, LTR-012, LTR-14). La roche est massive, non-vésiculaire, avec des phénocristaux et ou microphénocristaux d'olivine, dans une pâte microcristalline (Figure 4.32). La proportion et la taille des phénocristaux d'olivine varient d'un échantillon à l'autre (Figures 4.32a, 4.32c). Certains cristaux d'olivine observés dans ces roches mesurent près de 1 cm. En raison du degré d'altération généralement avancé de ces roches (sauf exception), aucune analyse pétrographique détaillée ou géochimique n'a été entreprise dans le cadre de cette étude. Dans la plupart des cas, les phénocristaux d'olivine ont, dans l'ensemble, une forme automorphe avec toutefois par endroit des bords arrondis (Figure 4.32e).

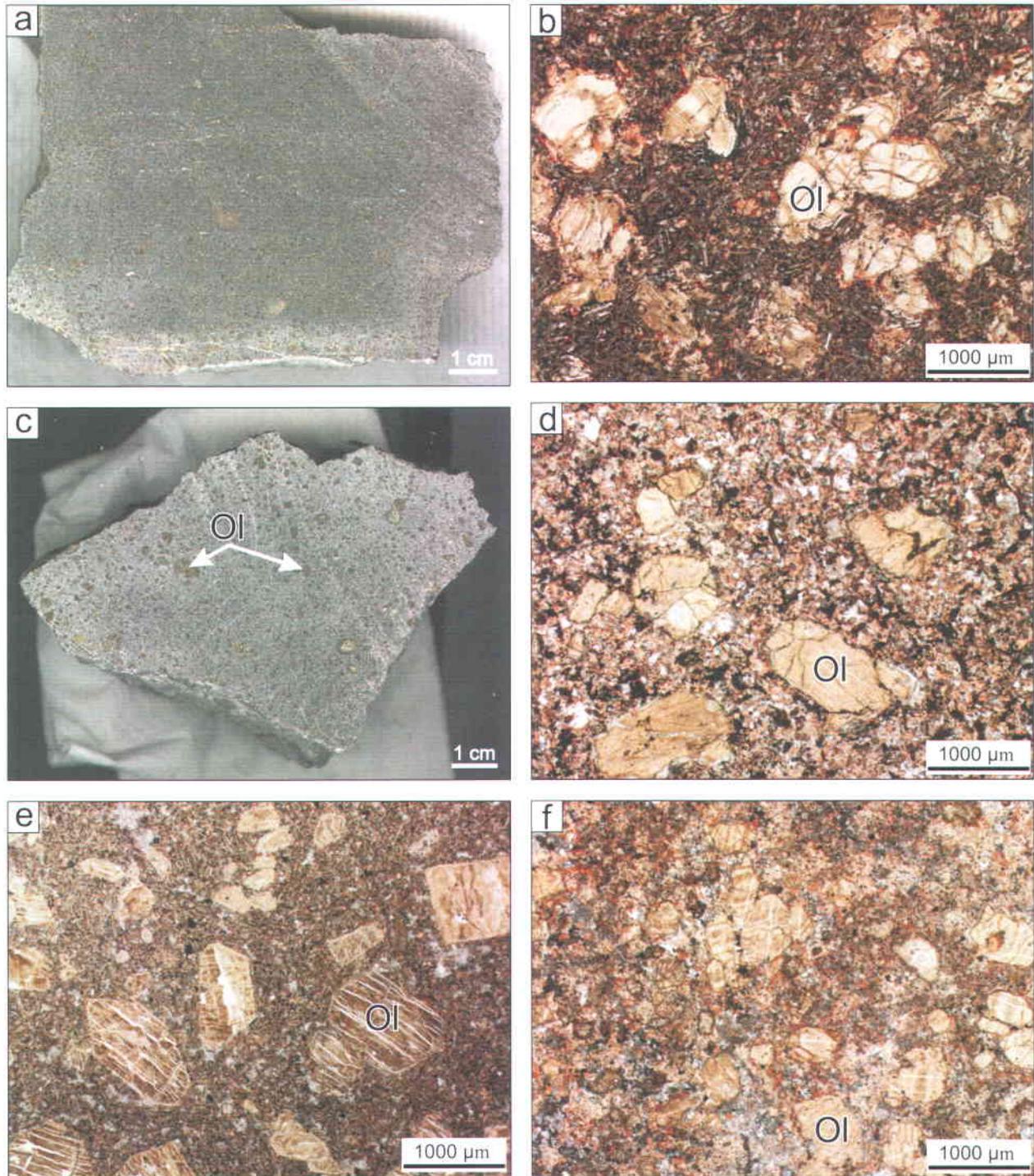


Figure 4.32. Roches ignées intrusives. (a) Roche ignée intrusive provenant de la station ER-011 et sa lame mince associée (b). (c) Roche ignée intrusive provenant de la station BB-021 et sa lame mince associée (d). (e) Roche ignée intrusive provenant de la station ER-014. (f) Roche ignée intrusive provenant de la station HC-041. Les roches ignées intrusives sont non vésiculaires, massives et riches en phénocristaux et/ou microphénocristaux d'olivine. En lame mince, la roche apparaît très altérée mais la forme quasi automorphe des olivines est encore un peu préservée. Ol = olivine.

#### **4.4.5 Les dykes sédimentaires**

Des petits dykes sédimentaires, de 1 à 30 cm d'épaisseur et de pendage variable (quelques degrés à 90°), recoupent les dépôts pyroclastiques lités et non-lités des diatrèmes de Black Butte, Hay Coulee et Ervin Ridge. On peut les suivre sur quelques mètres de long et ils représentent une très faible fraction du remplissage des diatrèmes. Le contact entre ces dykes et le matériel pyroclastique encaissant est net et planaire à irrégulier. Deux types de dykes ont pu être identifiés selon leur composition : (i) des dykes de grès de couleur beige et (ii) des dykes de shale noir.

Au niveau du diatrème Black Butte, tous les dykes sédimentaires observés sont de nature gréseuse, consolidés. À la station BB-004, le dyke sédimentaire de 1 cm à 4 cm d'épaisseur est de couleur beige (Figure 4.33a). En lame mince (Figure 4.33b), l'échantillon est fin avec toutefois la présence de fragments arrondis pouvant atteindre 0,5 mm de longueur. Aucun matériel juvénile n'a été observé. Toutefois, étant donné qu'il s'agit d'une observation sur une seule lame mince, il se peut que du matériel juvénile soit présent à d'autres endroits. Un autre dyke sédimentaire de 30 cm d'épaisseur, présentant les mêmes caractéristiques internes, a été observé à la station BB-019 (Figure 4.33c).

Aux diatrèmes Hay Coulee et Ervin Ridge, les dykes sédimentaires sont majoritairement remplis de shale noir. Ces dykes, comparés aux dykes de grès beige observés à Black Butte, sont moins épais en général, entre 1 cm et 5 cm d'épaisseur. Le matériel se débite en petit morceaux (morceaux plus ou moins allongés, qui se débite selon des plans de courbures et laissent ainsi des tranches coupantes). Le dyke est de couleur noir et constitué d'un matériel fin (Figure 4.33d). Une observation plus en détail des dykes montre la présence de pyroclastes sub-sphériques à sphériques de très petite taille (Figure 4.33e).

### **4.5 Interprétation des caractéristiques-clés des diatrèmes**

Les caractéristiques communes aux diatrèmes étudiés et au diatrème Bullwhacker Coulee renseignent sur les processus éruptifs ayant mené à la formation de ces volcans. Ainsi cette étude a permis de mettre en évidence (i) une origine phréatomagmatique; (ii) une succession d'éruptions d'intensité variable et du recyclage; (iii) le rôle du substrat; (iv) de la subsidence syn-éruptive; et (v) la présence de dykes sédimentaires.

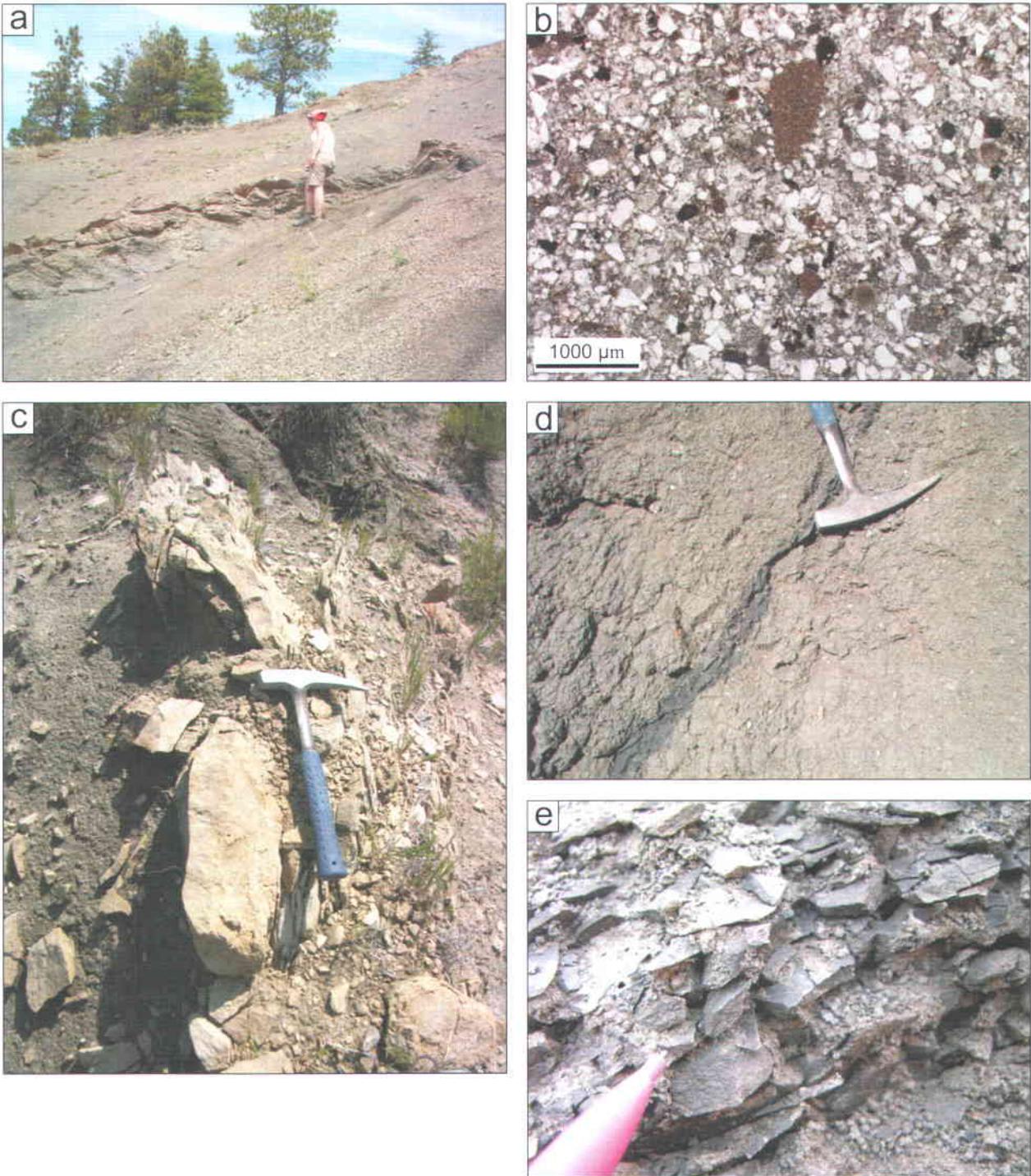


Figure 4.33. Les dykes sédimentaires. (a) Vue sur un dyke gréseux de 4 cm d'épaisseur à la station BB-004 (diatrème Black Butte). (b) lame mince du dyke sédimentaire (a). (c) Vue sur un dyke sédimentaire gréseux de 30 cm d'épaisseur à la station BB-019. (d) Vue sur un dyke de shale noir de 2-3 cm d'épaisseur contenant de très petites particules juvéniles subsphériques à sphériques, à la station ER-009 (diatrème Ervin Ridge). (e) Vue rapprochée d'un dyke de shale noir à la station HC-033 (diatrème Hay Coulee).

L'interprétation de ces points clés permettra de proposer un modèle de mise en place pour ces diatrèmes dans la partie suivante (cf. 4.6). Certains aspects comme le substrat, la subsidence syn-éruptive et la formation des pyroclastes juvéniles sub-sphériques à sphériques seront traités dans le chapitre 5.

#### 4.5.1 Origine phréatomagmatique

Les caractéristiques observées dans les dépôts pyroclastiques des diatrèmes du champ volcanique MRB sont compatibles avec un mode de fragmentation phréatomagmatique. Tel que détaillé ci-dessous, les observations et arguments soutenant cette interprétation sont : l'abondance de fragments lithiques dans le remplissage pyroclastique des diatrèmes; l'abondance d'une fraction cendreuse; l'absence de vésicules dans les fragments juvéniles; la présence d'agrégats de cendres; la présence de dépôts de courants pyroclastiques de faible densité; et l'hydrogéologie de la région d'étude.

##### a) Fragments lithiques

L'abondance en fragments lithiques est caractéristique des dépôts phréatomagmatiques, en particulier de ceux des maars-diatrèmes (Ollier, 1967, 1974; Lorenz, 1973, 1975, 1985, 1986; Wohletz and Sheridan, 1983; Fisher and Schmincke, 1984; Cas and Wright, 1987; Nixon, 1995; Francis, 1996; Fisher et al., 1997; Lorenz et al., 1997; Zimanowski et al., 1997a, 1997b; Zimanowski, 1998; Kurszlaukis et al., 1998b, 1998c; Lorenz et al., 1999a, 1999b, 2002; Schmincke, 2004; McClintock et White, 2006; Ross et White, 2006; Downes et al., 2007; Befus et al., 2008; Brown et al., 2009; Ngwa et Devey, 2010; White et Ross, 2011; Son et al., 2012; Valentine et White, 2012). L'abondance de lithiques s'explique par le fait que l'énergie thermique provenant du magma ascendant va être convertie en partie en ondes élastiques ayant la capacité de fragmenter, en plus du magma, la roche encaissante (Büttner et Zimanowski, 1998; Zimanowski, 1998; Morrissey et al., 2000; Zimanowski et al., 2003; Raue, 2004; Büttner et al., 2006). À titre comparatif, dans les cônes de scories, l'équivalent magmatique des maars-diatrèmes, très peu de fragments lithiques sont présents (Vespermann et Schmincke, 2000; Bertotto et al., 2006; Pioli et al., 2008) : Valentine (2012) calcule la fraction de fragments lithiques dans les dépôts pyroclastiques de cônes de scories et obtient en moyenne  $10^{-5}$  du volume total du dépôt.

Dans la fraction des lapillis et des blocs des dépôts pyroclastiques des diatrèmes du champ MRB, les proportions moyennes de fragments lithiques sont de 45% et de 39% pour les dépôts lités et non-lités, respectivement (le reste de cette fraction étant composé de fragments juvéniles). Cette proportion de fragments lithiques peut atteindre 72% dans certains dépôts lités et 65% dans les dépôts non-lités. La majorité de ces fragments proviennent des formations superficielles de Wasatch et de Fort Union.

#### b) Abondance de cendres

La fraction cendreuse toujours présente en plus ou moins grande proportion dans les diatrèmes du champ MRB, de 5% à 80% dans les dépôts pyroclastiques lités (moyenne de 45% et écart-type de 11%) et de 6% à 32% dans les dépôts pyroclastiques non-lités (moyenne de 16% et écart-type de 9%), indique aussi une fragmentation efficace comme l'est la fragmentation phréatomagmatique (Büttner et Zimanowski, 1998; Zimanowski, 1998; Büttner et al., 1999, 2006; Morrissey et al., 2000; Zimanowski et al., 2003; Raue, 2004). Comme le montre ces proportions, la fraction cendreuse est plus présente dans les dépôts pyroclastiques lités suggérant que d'une manière générale, la fragmentation du magma et de la roche encaissante, composant ces dépôts, a été plus efficace.

#### c) Vésicularité des fragments juvéniles

Le matériel juvénile formé lors des éruptions phréatomagmatiques est généralement non-vésiculaire à moyennement vésiculaire (Houghton et Wilson, 1989; Ross et White, 2006; Auer et al., 2007; Downes et al., 2007; McClintock et al., 2009; Pardo et al., 2009; White et Ross, 2011; Sottili et al., 2012). À l'opposé, les éruptions magmatiques de magmas mafiques à ultramafiques donnent typiquement des scories ou des dépôts de « *spatters* », deux types de fragments fortement vésiculaires (Cashman et al., 2000; Vergnolle et Mangan, 2000; Vesperman et Schmincke, 2000; Lautze et Houghton, 2007). Dans les diatrèmes du champ volcanique MRB, les pyroclastes juvéniles sub-sphériques à sphériques sont dépourvus de vésicules, tout comme les dykes ultramafiques.

Plusieurs hypothèses peuvent expliquer cette observation : (i) les interactions explosives eau-magma ont toujours eu lieu avant l'exsolution des volatiles contenus dans le magma ascendant parce que la pression était suffisamment élevée; (ii) il y a eu un dégazage important des volatiles contenus dans le magma avant la fragmentation; ou (iii) le magma était initialement pauvre en volatiles (Lorenz, 1987; Kurszlauskis et Lorenz, 1997; Ross et White, 2012). Dans tous les cas, l'absence de bulles de gaz suggère l'impossibilité d'une fragmentation magmatique du type de celle qui opère dans les cônes de scories ou les fontaines de lave. Par contre, la fragmentation phréatomagmatique peut évidemment opérer en l'absence de telles bulles.

#### d) Agrégats de cendres et lapillis accrétionnaires

Des « *armoured lapilli* » et des lapillis accrétionnaires ont aussi été observés. Ces types de lapillis sont le plus souvent, mais pas exclusivement, retrouvés dans des dépôts phréatomagmatiques (Waters et Fisher, 1971; Fisher et Schmincke, 1984; Schumacher et Schmincke, 1991, 1995; White, 1991; Gilbert et Lane, 1994; Auer et al., 2007; Carrasco-Núñez et al., 2007; Németh et al., 2008; Sottili et al., 2009, 2012; Ngwa et Devey, 2010; White et Ross 2011; Brown et al., 2012a; Van Eaton et Wilson, 2013). Ils se forment dans les colonnes éruptives généralement chargées en eau, cette dernière pouvant provenir de l'interaction explosive eau-magma.

#### e) Courants pyroclastiques de faible densité

Des dépôts pyroclastiques au litage entrecroisé à faible angle ont été localement identifiés. Ces dépôts sont typiques de ceux laissés par des courants pyroclastiques de faible densité (« *base surges* ») qui se forment souvent lors d'éruptions phréatomagmatiques (Moore et al., 1966; Moore, 1967; Fisher et Waters, 1970; Waters et Fisher, 1971; Crowe et Fisher, 1973; Lorenz, 1973, 2003; Chough et Sohn, 1990; White, 1991; Arranda-Gomez et Luhr, 1996; Freda et al., 2006; Gençalioglu-Kuscu et al., 2007; Ngwa et Devey, 2010; White et Ross, 2011; Valentine, 2012; Valentine et al., 2012). Les colonnes éruptives d'origine phréatomagmatique sont chargées d'eau et hautement instables ce qui entraîne l'effondrement partiel de la colonne éruptive et la formation de courants pyroclastiques radiaux à la base de la colonne.

Ces courants sont de faible densité car ils sont riches en gaz et pauvres en particules, et ont une courte durée de vie par comparaison avec les courants de haute densité pyroclastiques (Fisher, 1979). Le plus souvent, dans le cas des maar-diatrèmes, les courants de faible densité pyroclastique sont invoqués pour les dépôts de l'anneau de téphra, mais il est aussi plausible que ces courants déposent des lits au fond de larges cratères (Lorenz, 2003; Lorenz et Kurszlaukis 2007; Kurszlaukis et al., 2009). Ces lits sont ensuite entraînés vers le bas dans le diatrème par subsidence syn-éruptive, tel que discuté plus loin.

#### f) Aquifères dans les sédiments hôtes

Il est intéressant de noter la présence actuelle de bon nombre d'aquifères dans la plupart des formations sédimentaires dans lesquelles se sont mis en place les maars-diatrèmes du champ volcanique MRB. À l'Éocène, le climat était très chaud et humide (Bowen et al., 2004; Foreman et al., 2012), de sorte qu'il semble probable que les sédiments hôtes étaient aussi chargés d'eau souterraine au moment des éruptions. La présence possible d'aquifères à l'Éocène augmente renforce la plausibilité d'explosions phréatomagmatiques.

### 4.5.2 Éruptions multiples et recyclage

Tous les diatrèmes visités et étudiés sont remplis entre autres de dépôts pyroclastiques lités. Ce litage indique qu'il y a eu plusieurs explosions d'intensité ou de localisation variable dans le diatrème, comme en témoignent les différentes épaisseurs reportées ainsi que les différentes granulométries (Lorenz, 1975) : à chaque éruption, une grande partie du matériel pyroclastique expulsé en surface va se déposer lit par lit sur le sol du cratère tandis que l'autre partie va se déposer lit par lit autour du cratère pour former l'anneau pyroclastique (Lorenz, 2000). Les variations granulométriques et d'épaisseurs dans les lits remplissant les diatrèmes pourraient aussi être dues à des processus différents de transport et déposition des pyroclastes (retombées pyroclastiques vs. courants de densité pyroclastiques).

A certains endroits, des discordances ont été observées dans les séquences litées. Ces discordances peuvent s'expliquer de deux façons différentes. Premièrement, elles peuvent être le résultat d'un changement de site éruptif, latéralement et/ou en profondeur : en effet, les lits déposés suite à une première phase vont subsider dans le diatrème et le changement de localisation du site va entraîner la déposition en discordance des prochains lits.

Deuxièmement, il se peut que les dépôts lités de l'anneau pyroclastique puissent en partie s'être effondrés et perdu leur pendage initial : ainsi, la prochaine explosion fera déposer en discordance sur ceux-ci le matériel pyroclastique. Cette seconde hypothèse est en particulier avancée pour la discordance observée à la station LTR-021 (Figure 4.16b). La première hypothèse confirme les multiples explosions et indique qu'elles ne se produisent pas toujours exactement au même endroit, par exemple comme uniquement au centre ou sur les côtés du diatrème.

Des amas de tufs de forme anguleuse, composés de la fraction cendreuse juvénile mais sans noyau et couches concentriques et de forme anguleuse, ont aussi été observés. Or, les murs de l'anneau pyroclastique, qui entoure le cratère, qui deviennent de plus en plus instables au cours de l'éruption, s'effondrent petit à petit vers le centre du cratère avant d'être entraînés en profondeur par subsidence, en complément des dépôts de matériel pyroclastique provenant de la colonne éruptive. Ces amas de tufs peuvent donc provenir de l'anneau avant d'avoir été recyclés par des explosions : plusieurs études (Houghton et Smith, 1993; Houghton et al., 1999; Ross et White, 2012) montrent que le matériel juvénile est recyclé au cours d'une éruption par les explosions successives impliquant que le même mécanisme de recyclage peut s'appliquer aussi à tout autre type de matériel.

### **4.5.3 Jets de débris**

Des colonnes de matériel pyroclastique non-lité, de diamètre inférieur au diamètre des diatrèmes, et recoupant les dépôts pyroclastiques lités, ont été observées. De telles structures, aussi documentées dans d'autres systèmes volcaniques (White, 1991; Naidoo et al., 2004; Nowicki et al., 2004; Stiefenhofer et Farrow, 2004; Webb et al., 2004; McClintock et White, 2006; Ross et White, 2006; Lefebvre et al., 2012) sont caractéristiques des parties inférieures des diatrèmes. Une explication pour leur origine sont les jets de débris : une explosion dans le diatrème entraîne un « jet » composé de matériel pyroclastique, de gaz (volatiles magmatiques, vapeur d'eau externe), et plus ou moins d'eau liquide, vers la surface, sans pour autant forcément l'atteindre; la sédimentation de ces particules forme une colonne à l'intérieur du diatrème (McClintock et White, 2006; Ross et White, 2006; Ross et al., 2008a, 2008b). Dans les diatrèmes du champ volcanique MRB, ces dépôts pyroclastiques non-lités ont la même composition que les dépôts lités mais sont généralement plus grossiers que ces derniers.

Ils possèdent en particulier un grand nombre de blocs sédimentaires et dans certains cas des pyroclastes sub-sphériques à sphériques plus gros. Il semblerait que les jets de débris dont les dépôts ont été préservés ont été produits par des éruptions explosives moins puissantes, avec une fragmentation moins efficace, par rapport à d'autres explosions qui ont produit des panaches atmosphériques.

#### **4.5.4 Rôle du substrat non-consolidé**

Comme énoncé au chapitre 1, la morphologie et les dépôts phréatomagmatiques des maars-diatrèmes pourraient être influencés par la nature du substrat dans lequel ils se mettent en place (Lorenz, 2003; Auer et al., 2007; Németh et Martin, 2007; Németh et al., 2010; Ross et al., 2011). Les différences généralement évoquées entre des substrats rocheux et non-consolidés sont la taille, la forme et la profondeur du cratère et du diatrème. L'effet du substrat sur la partie profonde des diatrèmes a été peu étudié jusqu'à maintenant, et la majorité des cas de diatrèmes profonds sont documentés dans des substrats rocheux. Dans de tels substrats dits « durs » le maar-diatrème est très profond (typiquement le diatrème sera aussi profond que 2 km) et les murs sont fortement pentus (Lorenz, 2003; Németh et al., 2010; White et Ross, 2011).

Les diatrèmes du champ volcanique MRB se sont mis en place dans un substrat majoritairement non-consolidé, constitué de formations sédimentaires dont certaines sont encore friables ou meubles aujourd'hui (cf. section 4.2.2). Il s'agit donc d'un bon endroit pour examiner l'effet d'un substrat dit « mou » ou « mixte » sur les diatrèmes profonds, puisque la partie des diatrèmes actuellement exposée se situe entre 1,3 et 1,5 km sous la surface pré-éruptive en raison d'une érosion intense depuis leur mise en place à l'Éocène. À ces profondeurs les murs des diatrèmes sont relativement droits, proches de la verticale, et les diatrèmes font plusieurs centaines de mètres de large, alors que certains modèles proposent plutôt des diatrèmes étroits et peu profonds dans les substrats « mous » (typiquement la profondeur du diatrème sera de l'ordre de quelques centaines de mètres) (Lorenz, 2003; Auer et al., 2007; Németh et al., 2010). Il est clair que la morphologie des diatrèmes, au moins leur partie profonde présentement exposée, n'a pas été affectée par la nature largement non-consolidée du substrat dans lequel ils se sont mis en place. La présence d'un large diatrème à plus de 1 km de profondeur dans un substrat « mou » implique que le diatrème était toujours rempli : un diatrème vide à cette profondeur aurait entraîné l'effondrement du substrat.

Il se peut par contre que le détachement de domaines sédimentaires ait été facilité par le caractère meuble des formations sédimentaires.

#### **4.5.5 Subsidence**

##### a) Introduction

La subsidence est un mécanisme qui peut jouer un rôle important aussi bien pendant l'éruption qu'après (Lorenz 1973, 1975, 1986, 2007; McCallum et al., 1976; Pirrung et al., 2001; Suhr et al., 2006; Németh et al., 2007; Brown et al., 2008; Geshi et al., 2011; White et Ross, 2011). Les observations de terrain qui appuient le rôle important de la subsidence dans les diatrèmes du champ volcanique MRB sont :

##### *Litage en auge*

Dans chacun des diatrèmes, le litage pyroclastique a une forme en auge plus ou moins prononcée. La subsidence est plus active au centre du diatrème, ce qui explique la forme en auge des lits, à cause du poids du matériel pyroclastique et de la diminution du diamètre du diatrème avec la profondeur.

##### *Déplacement vers le bas des formations sédimentaires encaissantes*

Au diatrème Bullwhacker Coulee on perçoit facilement une courbure vers le bas des couches de la Formation de Judith River près du diatrème. Ailleurs, comme à Black Butte, un « collet » de Shale de Bearpaw entoure le diatrème, alors que les roches encaissantes sont celles de la Formation de Judith River, plus ancienne. L'explication de ces observations est que la subsidence affecte aussi la séquence hôte, et cet effet décroît avec la distance par rapport au diatrème. Les déplacements sont de l'ordre de quelques centaines de mètres.

### *Domaines de formations plus jeunes*

Les domaines de Formation de Wasatch documentés dans les diatrèmes, et qui font jusqu'à 35 m de long en plan, ont descendu de plus de 1 km par rapport à leur source, beaucoup plus que le mouvement des formations plus profondes évoqué au paragraphe précédent<sup>6</sup>. Pour la Formation de Wasatch, on peut imaginer que les murs du cratère syn-éruptif s'effondrent, ce qui libère des grands domaines des roches encaissantes (Fig. 4.5). Pour des formations plus profondes comme celle de Fort Union, le cratère ne descendait peut-être pas jusque là et les domaines déplacés de telles formations doivent s'expliquer autrement. Ces domaines vont être entraînés en profondeur à cause de la subsidence et la propagation de failles annulaires vers l'extérieur (Mitchell, 1986; White et McClintock, 2001; Kurszlaukis et Barnett, 2003; Lorenz, 2003; McClintock et al., 2008a, 2008b; Ross et al., 2008c; Brown et al., 2009; Suiting et Schmincke, 2009).

#### b) Rôle de la subsidence syn-éruptive

Il est justifiable de se demander si cette subsidence a eu lieu entièrement après l'éruption (subsidence post-éruptive : Pirrung et al., 2001; Lorenz et al., 2003, 2007; Suhr et al., 2006; Németh et al., 2007) ou si au moins une partie doit avoir eu lieu pendant l'éruption (subsidence syn-éruptive). Pour certains auteurs (Peterson et Groh, 1961, 1963; Shoemaker, 1956) le remplissage du diatrème se fait dans un événement ouvert, ce qui implique que le matériel se dépose au fur et à mesure directement au fond du diatrème. Toutefois Hearn (1968) argumente qu'un substrat meuble, comme dans le cas des diatrèmes du champ volcanique MRB, ne pourrait pas se maintenir avec un événement ouvert à de telles profondeurs. Si l'hypothèse d'un trou ouvert de plus de 1 km de profondeur, avec des parois sub-verticales, dans des sédiments peu consolidés, n'est pas possible, alors il faut admettre que le diatrème était toujours largement rempli de débris et que les lits pyroclastiques actuellement exposés à 1,3-1,5 km de profondeur sous la surface pré-éruptive se sont formés beaucoup plus haut, au fond du cratère syn-éruptif impliquant un mécanisme de subsidence syn-éruptive qui aurait entraîné progressivement ce matériel pyroclastique en profondeur dans le diatrème durant l'éruption. La subsidence post-éruptive est un mécanisme capable d'abaisser le matériel de remplissage du diatrème jusqu'à 200 m et de créer un litage en auge (Lorenz, 2007).

---

<sup>6</sup> Connaissant l'épaisseur des formations sédimentaires, il est possible d'estimer la distance parcourue par ces domaines de la roche encaissante. Par exemple, au diatrème de Bullwhacker Coulee, un grand domaine de la roche encaissante appartenant à la Formation de Wasatch s'est retrouvé au niveau de la Formation de Judith River ce qui représente une distance d'environ 1,2 km (voir Figure 4.5).

Toutefois, il semble très peu probable qu'un tel mécanisme puisse entraîner du matériel pyroclastique sur une distance de plus de 1 km après l'éruption.

La subsidence syn-éruptive explique aussi la formation de domaines de roche encaissante s'étant déplacés vers le bas de plus de 1 km (ex. Formation de Wasatch).

La subsidence post-éruptive peut avoir participé à l'enfouissement, mais le mécanisme de subsidence syn-éruptive est le mécanisme majeur.

#### **4.5.6 Les dykes sédimentaires**

##### **a) Introduction**

Les dykes sédimentaires sont des corps tabulaires composés de matériel sédimentaire qui recoupent des formations sédimentaires et dans certains cas, des roches volcaniques. Ils peuvent s'étendre sur plusieurs kilomètres de long. Ils peuvent se former soit par le dépôt passif de matériel sédimentaire dans des fractures préexistantes ou dans des fissures de traction formées suite à un séisme, soit par fracturation dynamique associée avec une injection de matériel sédimentaire suite à de la surpression (Jolly et Lonergan, 2002; Ribeiro et Terrinha, 2007; Levi et al., 2008; Van der Meer et al., 2009). Le remplissage peut venir du dessus (dyke Neptunien) ou du dessous, ce dernier étant le cas le plus commun et discuté dans cette étude. Les paramètres majeurs contrôlant la formation des dykes sédimentaires sont la perméabilité, la résistance à la traction, la résistance à la flexion des couches les plus cohésives ainsi que la mobilité des couches fluidisées (Rodrigues et al., 2009).

Les grands réseaux de dykes sédimentaires sont observés dans des environnements tectoniques actifs avec des taux de sédimentation élevés, des systèmes sédimentaires dominés par la présence de boue et où les contraintes tectoniques sont telles qu'elles facilitent le développement de pressions de fluide élevées dans les sédiments (Jolly et Lonergan, 2002; Ribeiro et Terrinha, 2007). Ainsi, de manière générale, les dykes sédimentaires se mettent en place aussi bien en environnement glaciaire, fluvial, lacustre, deltaïque, etc. que volcanique (Maltman, 1994; Jolly et Lonergan, 2002). Le matériel sédimentaire de ces dykes peut être grossier, fin ou même dominé par la boue (Chown et Gobiél, 1990; Tipper et al., 2003), bien que le sable soit un remplissage commun.

## b) Formation des dykes sédimentaires par fluidisation

Quatre types de déclencheurs sont à l'origine de la formation des dykes sédimentaires par fluidisation : (i) liquéfaction induite par la sismicité, (ii) contraintes tectoniques, (iii) excès local de pression de fluide interstitiel par des processus de déposition rapide (« *slumping* ») et (iv) l'afflux de fluide en surpression provenant de bassins profonds dans un corps sableux, ou d'autres roches sédimentaires, superficiel(les) (Jolly et Lonergan, 2002).

Généralement, la sismicité et l'excès local de pression de fluide interstitiel sont les types de déclencheurs les plus communs. L'injection d'un fluide sous haute pression, accompagné des grains, dans des sédiments ou roches sédimentaires, nécessite une différence de pression soutenue entre le fluide se propageant dans la fracture et les fluides contenus dans les pores du sédiment ou de la roche sédimentaire, pour que la fracture s'ouvre et laisse s'y écouler le fluide et les grains. Une fois l'excès de pression dissipé, la propagation prend fin. Jolly et Lonergan (2002) distinguent trois étapes dans la formation de ces dykes sédimentaires.

La première étape consiste en une accumulation d'une pression de fluide en excès : l'excès de pression de fluide est généré lorsqu'il y a un lit scellé ou une poche de sédiment dans laquelle la pression de fluide interstitiel est plus grande que la pression hydrostatique (Maltman, 1994). Cela se produit lorsque des unités sableuses sont entourées de boues de faible perméabilité. Dans ce cas, les boues vont empêcher l'expulsion du fluide interstitiel et par conséquent, la surcharge est partiellement soutenue par l'excès de pression de fluide interstitiel ce qui fait que l'unité sableuse est sous-consolidée.

Dans la seconde étape, le matériel hôte doit acquérir assez de résistance de cohésion pour permettre la fracturation : la profondeur à laquelle les sédiments hôtes acquièrent une résistance de cohésion suffisante pour permettre la fracturation est fonction à la fois de la réduction de la porosité et des propriétés physico-chimiques des argiles. En effet, les argiles sont de bons adsorbants naturels : en fonction de la teneur en eau dans le sol, et par conséquent du nombre de couches d'eau adsorbées, le sol argileux se comportera comme un solide, un liquide, un semi-solide ou sera à l'état plastique (Andrei, 1977).

La troisième étape se caractérise par la fluidisation du sable non-consolidé et son injection dans le matériel hôte. Un lit sédimentaire saturé en un quelconque fluide peut se liquéfier en réponse à un choc brutal (séismes etc.). Toutefois, cela ne suffit pas pour fluidiser le matériel sédimentaire : une simple augmentation de la pression de pore dans un système fermé ne permet pas la mobilisation des grains du dépôt sédimentaire.

Pour avoir mouvement des grains et un écoulement, il doit y avoir un gradient différentiel de pression à travers le lit. Le mouvement vers le haut des fluides interstitiels en réponse au gradient de pression impose une force de trainée des grains. Quand cette force de trainée excède le poids effectif des grains alors les grains sont entraînés dans l'écoulement. En général, les sédiments de faible densité, de petites tailles, bien triés et de forme sphérique sont plus faciles à fluidiser (Richardson, 1971). Les lits sableux bien triés et fins en termes de granulométrie seraient plus à même d'être fluidisés : plus le matériel est fin (argileux, boueux) plus les forces de cohésions inter-granulaires seront élevés et plus le matériel sera résistant face à la fluidisation.

La profondeur d'enfouissement et le rapport entre les tensions maximale et minimale, et leur orientation, jouent un rôle fondamental sur le contrôle de la géométrie et de l'échelle de ces dykes sédimentaires (Jolly et Lonergan, 2002).

### c) Relations entre les dykes sédimentaires/volcanoclastiques et les diatrèmes

La présence de dykes au sein des diatrèmes pourrait être un élément supplémentaire éclairant leur mise en place. Ces dykes pourraient être une preuve de plus pour la présence d'eau dans le système, même s'ils se forment plutôt à la fin de l'activité volcanique et que l'eau n'est pas le seul fluide pouvant mener à leur formation. La formation des dykes sédimentaires en environnement autre que volcanique a été bien étudiée et est relativement bien contrainte. Au contraire, en environnement volcanique, ces dykes sédimentaires sont rarement reportés et interprétés.

Des dykes sédimentaires et volcanoclastiques ont aussi été observés dans des diatrèmes comme ceux du champ volcanique d'Hopi Buttes en Arizona (États-Unis) (White, 1991; N. Lefebvre, Ph.D en cours), à Coombs Hills et Allan Hills (Antarctique) (Ross et White, 2005, 2006; Ross et al., 2008c) et à Elie Ness en Écosse (Gernon et al., soumis).

Dans le champ volcanique MRB, les dykes recoupent les dépôts pyroclastiques lités et non-lités, indiquant qu'ils se sont formés dans les derniers stades d'activité du système volcanique. Deux types de dykes ont été identifiés indiquant des sources différentes: (i) une source purement sédimentaire et (ii) une source de matériel composé de pyroclastes juvéniles sub-sphériques à sphériques, de taille <2 mm, et de shale noir.

Le contact net et généralement planaire des dykes indique qu'ils se sont formés par fracturation hydraulique dans le diatrème (Jolly et Lonergan, 2002) en raison d'un taux de propagation rapide et de la cohésion du matériel encaissant (Ross et White, 2005; Rodrigues et al., 2009; Graettinger et al., 2012). Pour la première source, elle peut être située dans l'encaissant des diatrèmes ou dans les domaines sédimentaires déplacés. Pour la seconde source, il faut prendre les pyroclastes dans le matériel pyroclastique du diatrème sachant qu'il faut aussi mélanger du shale noir. Selon Ross et White (2005) ces dykes pourraient se former par éluviation du matériel volcanoclastique non-consolidé de remplissage de diatrèmes, à cause de la chaleur d'intrusions tardives; le matériel fluidisé serait ensuite injecté dans des fractures.

#### **4.6 Modèle de mise en place des diatrèmes**

Dans le champ volcanique MRB, seule une petite partie de la structure interne des systèmes volcanique de type maar-diatrème a pu être observée. Le dyke nourricier, la zone de la racine et une partie non-quantifiable du diatrème inférieur ne sont pas encore mises à nu; plus de 1 km de roches et de dépôts contenant la partie supérieure du diatrème, le maar et l'anneau pyroclastique ont complètement été érodés.

Toutefois, les observations recueillies par l'étude détaillée de quatre diatrèmes (Hay Coulee, Black Butte, Lone Tree Ridge et Ervin Ridge), associées aux observations faites au diatrème Bullwhacker Coulee, ont révélé certaines caractéristiques aidant à comprendre leur mode de formation et permettant de proposer un modèle de mise en place en cinq étapes (Figure 4.34) : (a) propagation d'un dyke, (b) fragmentation phréatomagmatique, (c) formation du maar et du proto-diatrème, (d) accroissement du système maar-diatrème et subsidence syn-éruptive, (e) événements post-éruptifs.

##### **a) Propagation d'un dyke**

La formation d'un volcan monogénique mafique à ultramafique débute par l'ascension d'un magma, depuis le manteau, s'infiltrant dans une ou plusieurs failles/fractures préexistantes ou non (Rubin, 1995; Carrigan, 2000; Lorenz, 2000; Valentine et Gregg, 2008).

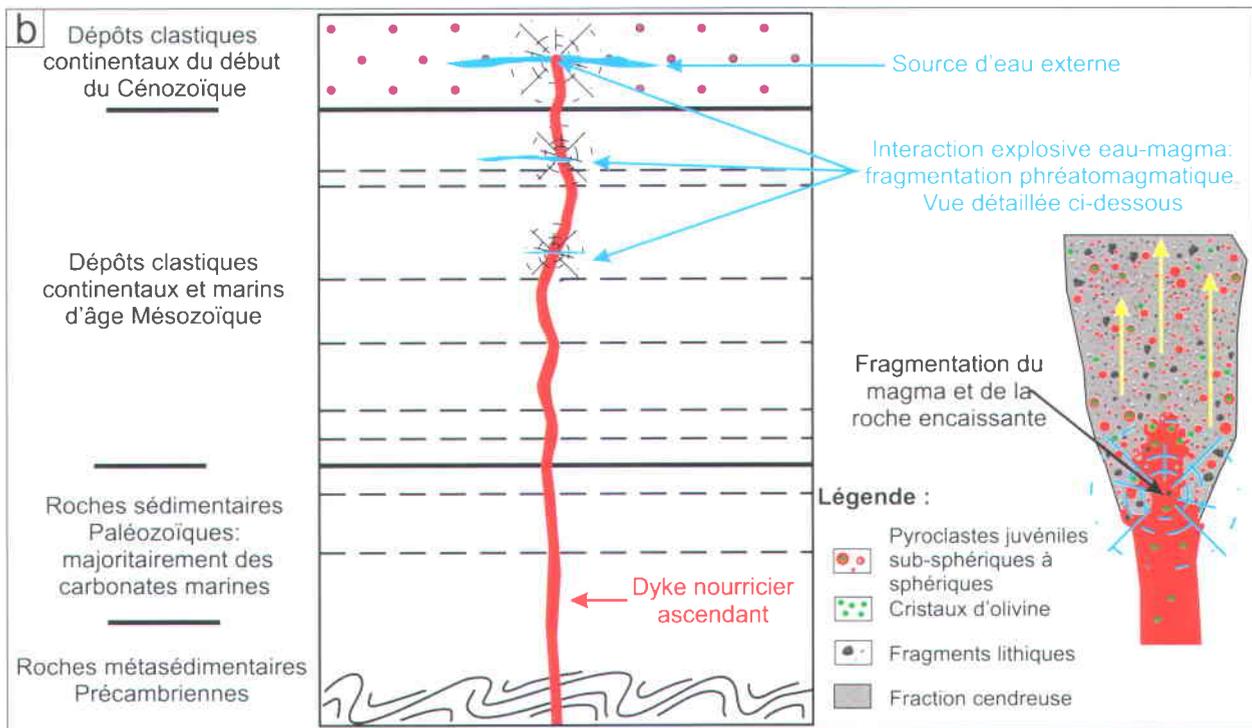
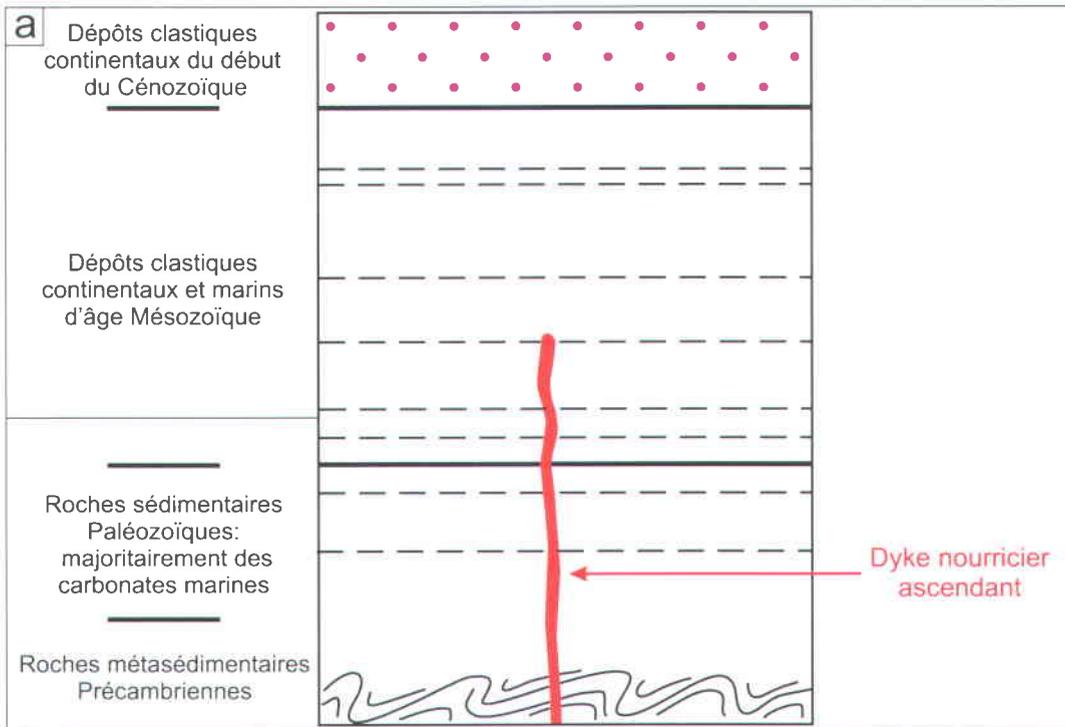
Dans la croûte supérieure, les dykes nourriciers des maars-diatrèmes et des pipes de kimberlites font en général plusieurs centimètres à plusieurs mètres, mais en moyenne moins d'un mètre d'épaisseur (Gurney et Menzies, 1998; Sparks et al., 2006; Lorenz et Kurszlaukis, 2007; White et Ross, 2011). Ils s'étendent latéralement sur plusieurs centaines de mètres jusqu'à plusieurs dizaines de kilomètres (Wagner, 1914, 1971; Nixon, 1973, 1995; Clement, 1982).

Dans le cas du champ volcanique MRB, le magma, de composition ultramafique, s'est mis en place à travers une succession de formations sédimentaires majoritairement non-consolidées, jusqu'à des profondeurs de plus de 1.5 km (Figure 4.34a), et comprenant des aquifères à différentes profondeurs.

#### b) Fragmentation phréatomagmatique

Comme introduit dans le Chapitre 1, la fragmentation phréatomagmatique est le mécanisme largement accepté par la communauté volcanologique internationale pour la mise en place des maars-diatrèmes et est entièrement compatible avec les observations et interprétations, exposées précédemment (cf. 4.5.1).

Le modèle phréatomagmatique implique que le magma ascendant va interagir explosivement avec une source d'eau externe si les conditions, décrites au chapitre 1 (1.1.1c), sont respectées. Cette fragmentation phréatomagmatique et les ondes de choc qui l'accompagne, vont être suffisamment puissante pour fracturer, en plus du magma, la roche encaissante et fragiliser la zone aux abords de cette interaction explosive (Lorenz et Kurszlaukis, 2007) (Figure 4.34b).



**Figure 4.34. Modèle de mise en place des diatrèmes du champ volcanique Missouri River Breaks. (a) Propagation du dyke jusque dans une série de formation sédimentaire meubles. (b) Début de la fragmentation phréatomagmatique suite à l'interaction explosive entre le magma ascendant et la source d'eau externe. Schémas non à l'échelle.**

### c) Formation du maar et du proto-diatrème

#### *Formation d'un cratère*

Comme le suggère le modèle de Valentine et White (2012), il peut se produire des explosions phréatomagmatiques à n'importe quel niveau de profondeur si plusieurs aquifères sont présents. Cependant, étant donné que la fragmentation phréatomagmatique est plus efficace quand la pression hydrostatique est faible et que la roche encaissante est plus à même de se fragmenter efficacement pour des pressions lithostatiques faibles, les explosions souterraines relativement proche de la surface vont participer majoritairement à la formation du cratère initial, recoupant la surface pré-éruptive, par expulsion du matériel pyroclastique dans l'atmosphère (Lorenz, 1986, 2000, 2003, 2007; Büttner et Zimanowski, 2003; Valentine et al., 2012; Valentine et White, 2012) (Figure 4.34c). A ce stade initial, la roche encaissante en profondeur étant plus résistante et la fragmentation moins efficace, les explosions ne permettent pas encore au matériel pyroclastique d'atteindre la surface et de former un diatrème profond dès le départ.

#### *Formation du proto-diatrème et de l'anneau de matériel pyroclastique*

À chaque explosion superficielle, le matériel nouvellement fragmenté, composé de la roche encaissante et du magma, va être expulsé dans l'atmosphère et former une colonne éruptive chargée en volatiles et en eau. Cette colonne éruptive peut devenir instable et s'effondrer à n'importe quel moment : la décompression de la colonne éruptive, passant dans un environnement de pression ambiante, et la condensation consécutive d'une grande quantité de vapeur d'eau, va entraîner la retombée d'une majeure partie du matériel pyroclastique sous forme de courant pyroclastique de densité, de transport balistique et par des retombées pyroclastiques qui vont remplir en partie le cratère (Carey et Bursik, 2000; Valentine et Fisher, 2000; Ross et al., soumis) et participer à la formation du proto-diatrème. Une certaine quantité de ce matériel pyroclastique va quant à lui commencer à se déposer autour du cratère pour former le futur anneau de matériel pyroclastique. Les premiers dépôts pyroclastiques vont contenir une grande quantité de matériel lithique superficiel car les premières explosions, se produisant proche de la surface, vont fragmenter la roche encaissante superficielle qui sera expulsée dans l'atmosphère.

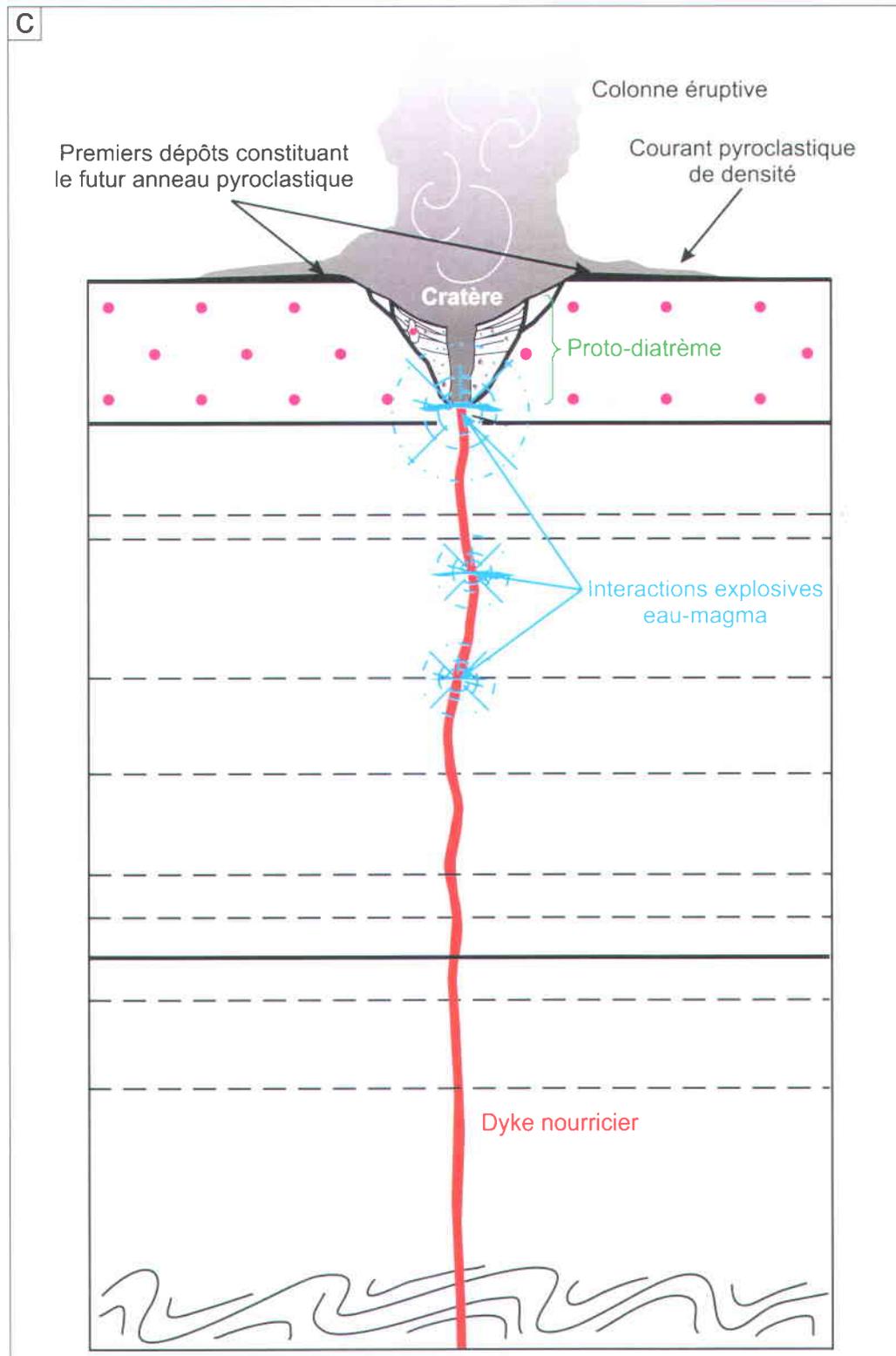


Figure 4.34 (suite). (c) Formation du maar et du proto-diatrème par expulsion du matériel juvénile et lithique vers la surface. Schéma non à l'échelle.

Lors de ce stade initial, il est très probable que le matériel pyroclastique de remplissage du proto-diatrème ne conserve pas son litage, acquis suite au dépôt successif du matériel en question à chaque explosion, étant donné que ce proto-diatrème est très étroit et peu profond : le matériel est facilement sans cesse remanié et recyclé à chaque explosion. Au cours de son évolution, le diatrème va s'élargir et s'approfondir et le matériel pyroclastique déposé lit par lit à chaque explosion au fond du diatrème va être alors préservé.

#### d) Accroissement du système et subsidence syn-éruptive

##### *Explosions multiples*

Comme la roche encaissante est fragmentée et fragilisée par le passage répété des ondes de choc qui accompagnent les explosions phréatomagmatiques, sa perméabilité autour du diatrème facilite l'arrivée d'eau pour de futures interactions explosives avec le magma, tant que les conditions le permettent (Lorenz et Kurszlaukis, 2007). Les explosions vont continuer à se produire à différents niveaux de profondeur et n'importe où dans le diatrème (White et Ross, 2011; Valentine et White, 2012). Il peut aussi bien avoir de la fragmentation intra-diatrème (White et McClintock, 2001; White et Ross, 2011) ou à la zone de la racine (Lorenz et Kurszlaukis, 2007) et la formation de jets de débris pouvant ou non atteindre la surface (Ross et White, 2006; Ross et al., 2008a, 2008b) (Figure 4.34d).

##### *Subsidence syn-éruptive*

Le matériel pyroclastique, expulsé dans l'atmosphère, va continuer à se déposer (i) dans une faible proportion autour du cratère et contribuer progressivement à l'accroissement de l'anneau; et (ii) en grande proportion au fond du cratère. La succession des explosions va entraîner des déficits de masse aux niveaux des sites de la fragmentation et des jets de débris, qui vont être simultanément comblés par le matériel pyroclastique de remplissage du diatrème. De ce fait, le matériel pyroclastique expulsé dans l'atmosphère et qui se dépose lit par lit, reflétant les explosions multiples, au fond du cratère, va subsider de plus en plus en profondeur en réponse au matériel pyroclastique de remplissage du diatrème déjà présent qui va venir combler les déficits de masse.

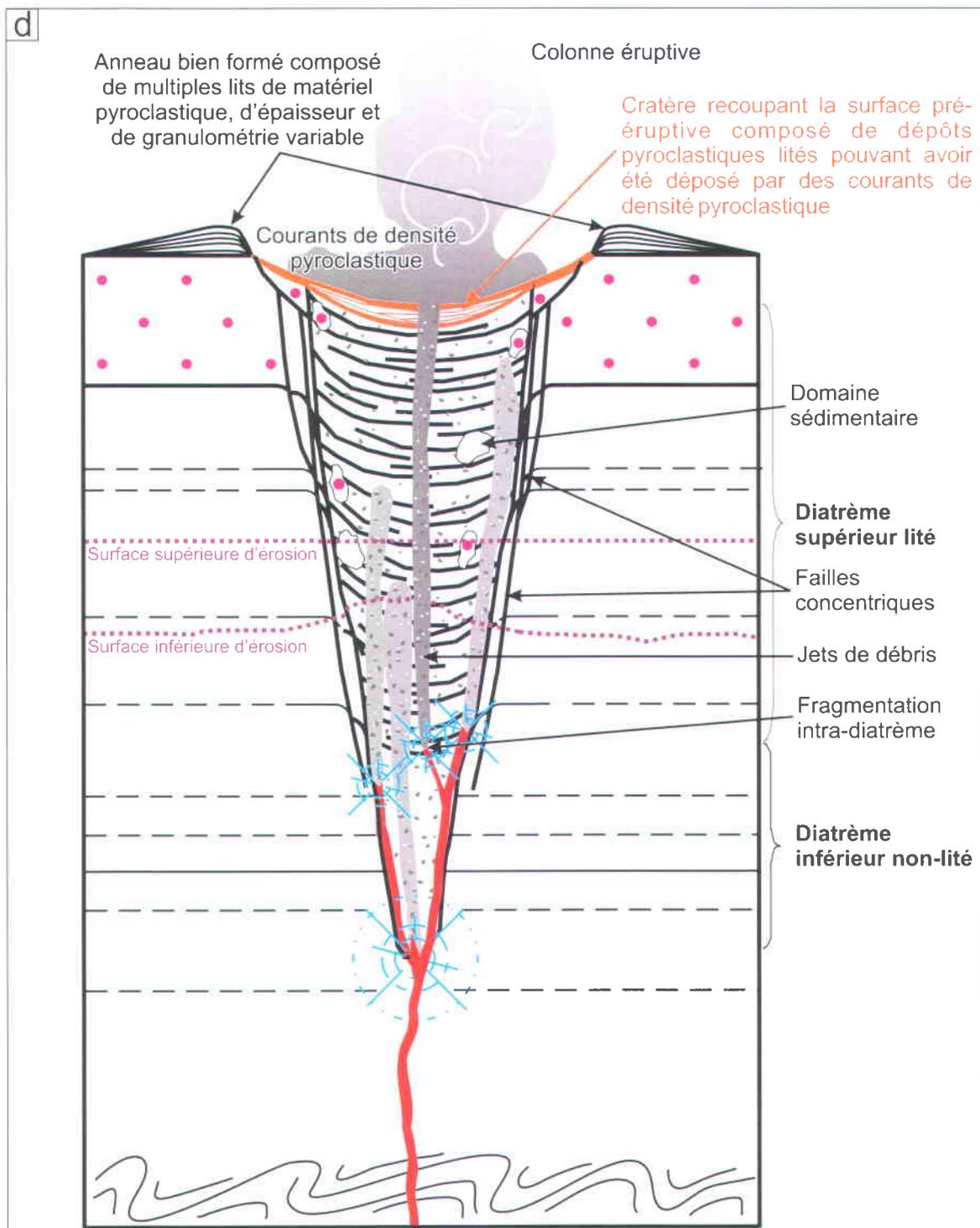


Figure 4.34 (suite et fin). (d) Croissance du système maar-diatrème et subsidence syn-éruptive. Le diatrème croit en diamètre et en profondeur. La subsidence est très active pendant l'accroissement du système. Une fois l'éruption terminée, il y a de la subsidence post-éruptive avec la compaction et la diagénèse du matériel de remplissage du diatrème. Les traits violets en pointillé représentent les limites d'érosion supérieure et inférieure actuelle : entre 1,3 km et 1,5 km de la roche encaissante et du matériel de remplissage du diatrème ont été érodés depuis la mise en place des maars-diatrèmes. Schéma non à l'échelle.

Par conséquent, tout le matériel de remplissage situé au-dessus des zones d'explosions va subsider ensemble, de manière cohérente, de plus en plus en profondeur en conservant le litage. Cela explique aussi pourquoi le matériel pyroclastique ne comble pas entièrement le diatrème et ne va pas s'amonceler en surface pour former une structure positive.

Plus le matériel lité va pénétrer de plus en plus en profondeur par subsidence et plus le litage va se perdre : en effet, en profondeur, le diamètre du diatrème est très étroit et les explosions qui se situent à la base du diatrème vont détruire ce litage par son remaniement et son recyclage. Plus le diatrème est large et moins le litage sera perturbé car le diamètre des événements est très inférieur au diamètre du diatrème. La forme en auge du litage est le résultat du mécanisme de subsidence qui est plus actif au centre du diatrème et par le rétrécissement du diamètre du diatrème en profondeur.

La subsidence du matériel pyroclastique de remplissage va être susceptible d'entraîner sur son passage des domaines de la roche encaissante se détachant des bordures du diatrème par la formation de failles concentriques lors de l'élargissement du maar-diatrème (Figure 4.34d).

#### *Accroissement du maar-diatrème*

Au fur et à mesure des explosions, le maar et le diatrème vont s'élargir et possiblement s'approfondir (Figure 4.34d) : en effet, des failles concentriques vont se former en bordure du maar-diatrème et sous l'instabilité qui règne dans ce système, des domaines de la roche encaissante vont se détacher et ils vont soit être entraînés en profondeur par la subsidence syn-éruptive, soit être désintégrés par les explosions et contribuer à constituer des dépôts pyroclastiques riches en matériel lithique (White, 1991; White et McClintock 2001; Suhr et al., 2006). Toutefois, la partie supérieure du diatrème va s'élargir plus rapidement et plus facilement que la partie du diatrème plus en profondeur puisque la fragmentation phréatomagmatique y est moins efficace et la roche plus résistante (Valentine et White, 2012). C'est pourquoi les dépôts pyroclastiques lités de l'anneau et du diatrème sont plus riches en fragments de la roche encaissante superficielle que plus profonde.

Les diatrèmes du champ volcanique MRB sont très profonds et il est difficile de déterminer si dès le départ, des explosions se sont produites à des profondeurs supérieures à 1,3-1,5 km (permis dans le modèle de Valentine et White, 2012) ou s'il y a eu de nouvelles explosions de plus en plus profondes au cours de l'histoire éruptive du système volcanique (comme le veut le modèle de Lorenz, 1986).

Étant donné l'observation de litage à de telles profondeurs, il se pourrait qu'un nombre important d'explosions se soient déroulées en profondeur en fin d'activité pour permettre à ce matériel lité de subsider si profondément.

Enfin, des dykes sédimentaires et volcanoclastiques ont dû se former en fin d'activité éruptive ou après la fin de l'éruption, puisqu'ils recourent les dépôts pyroclastiques lités et non lités.

#### e) Évènements post-éruptifs

##### *Remplissage du cratère post-éruptif*

Si l'eau est suffisamment encore abondante après la fin de l'éruption, il y aura formation d'un lac dans le cratère. Ceci permettra la déposition de sédiments au fond du cratère (Lorenz, 2007).

Tant que les murs du cratère post-éruptif, celui qui reste à la fin de l'éruption, seront instables, ils alimenteront le remplissage du cratère par des effondrements de blocs, des lahars, des glissements de terrain, des turbidites si un lac est présent (Lorenz, 2007; Pirrung et al., 2008). Les facteurs externes tels que le vent, la pluie vont faciliter l'érosion du maar et son élargissement (Lorenz, 2007).

##### *Subsidence post-éruptive*

En ce moment, les dépôts pyroclastiques lités et non-lités des diatrèmes du champ volcanique MRB sont généralement semi-consolidés et dans quelques cas, notamment pour les dépôts de tufs, consolidés. Une fois l'éruption terminée, le matériel de remplissage du cratère post-éruptif et du diatrème a subi, à long terme voir pendant des millions d'années, de la subsidence post-éruptive par différents mécanismes tels que la compaction (chimique, mécanique) et l'altération diagénétique (Pirrung et al., 2001; Suhr et al., 2006; Lorenz, 2007; Németh et al., 2007). Deux maars-diatrèmes Oligocène (Allemagne) ont subi de la compaction pendant 27 Ma et les sédiments d'âge Miocène, déposés au fond du cratère, ont subsidé de plus de 200 m (Lorenz, 2007).

### *Érosion*

Enfin, au cours des temps géologiques, les diatrèmes du champ volcanique MRB ont été mis à nu par l'érosion. Peu après la mise en place de ces systèmes volcaniques, vers 40 Ma, le climat a changé et est devenu très aride jusque vers l'Oligocène et le début du Miocène (Alt et Hyndman, 1986). Peu de matériel s'est déposé dans la région et le substrat a commencé à s'éroder rapidement. Vers 20 Ma, l'environnement est devenu tropical, très luxuriant sur une période de 10 Ma, avec la formation de nombreux cours d'eau ayant participé fortement à l'érosion. Ensuite, le climat est redevenu très aride, désertique avant de connaître vers 2,5 Ma une période de glaciation ayant aussi grandement contribué à l'érosion (Alt et Hyndman, 1986). De nos jours, l'érosion par le vent et l'eau reste très importante (Bureau of Land Management, 2003).

## **4.7 Conclusions du chapitre**

L'étude détaillée de quatre diatrèmes ultramafiques, appartenant au champ volcanique MRB, a permis de mettre en évidence :

- L'origine phréatomagmatique basée sur : (i) la présence de fragments juvéniles non-vésiculaires; (ii) l'abondance en fragments lithiques; (iii) la présence d'agrégats de cendres; (iv) la présence de dépôts de courants pyroclastiques de faible densité; et (v) en supposant qu'à l'Éocène, âge de formation de ces maars-diatrèmes, des aquifères étaient présents dans les formations sédimentaires compte tenu des données hydrogéologiques actuelles et du paléoclimat.
- Le rôle de la subsidence syn-éruptive qui est un mécanisme majeur pour la formation des maars-diatrèmes et indiqué par (i) la présence de matériel pyroclastique en auge à des profondeurs de 1,3 à 1,5 km; (ii) la présence de domaines de la roche encaissante en forme de collet; (iii) les couches sédimentaires de la roche encaissante courbées vers le bas en direction des marges du diatrème; et (iv) des domaines de la roche encaissante se retrouvant à des niveaux beaucoup plus profonds que leur niveau d'origine.
- Le rôle de la nature du substrat meuble qui n'a aucun impact sur la morphologie des diatrèmes à ces niveaux, à en juger leur forme et leur profondeur.

Enfin, ces interprétations ont permis de mettre au point un modèle pour la formation des maars-diatrèmes du champ volcanique MRB. Ce modèle implique que les interactions explosives entre le magma et l'eau externe, pouvant se produire à n'importe quel niveau de profondeur, vont, pour les explosions les plus superficielles, conduire à l'expulsion du matériel nouvellement fragmenté, composé de fragments juvéniles et lithiques, dans l'atmosphère. Ce matériel va se déposer en grande partie au fond du cratère, et en plus petite quantité autour pour former l'anneau pyroclastique, et le déficit de masse créé en profondeur par les explosions successives et par la formation de jets de débris va permettre au matériel de subsider. L'accroissement du diatrème se fait latéralement et possiblement en profondeur et la partie supérieure du volcan va s'agrandir plus rapidement que la partie inférieure.



## **CHAPITRE 5 :**

### **DISCUSSION**

#### **5.1 Introduction du chapitre**

Les études de terrain menées d'une part dans le champ volcanique Pali Aike (PA) et d'autre part dans le champ volcanique Missouri River Breaks (MRB) ont permis de récolter des informations à la fois sur les maars et sur les diatrèmes qui sont rarement observables dans leur entièreté en raison de l'érosion. Malgré les différences géographiques, géotectoniques et compositionnelles de ces deux sites, les études ont apporté de nombreuses informations qui viennent confirmer mais aussi remettre en cause certaines idées concernant les modèles de mise en place des maars-diatrèmes.

Ce doctorat visait plusieurs objectifs, par le biais de ces deux études de terrain, dans le but d'apporter de nouvelles informations quant aux processus éruptifs des maars-diatrèmes. Ce chapitre est une discussion sur chacun des objectifs définis dans le chapitre d'introduction. La partie 5.2 porte sur la viabilité et les travaux futurs de la méthode de granulométrie par traitement d'image et stéréologie, mis au point lors de ce projet pour pallier le manque de données granulométriques sur les dépôts consolidés. Seront ensuite abordés le rôle de la nature du substrat sur la morphologie des maars-diatrèmes (5.3), la subsidence syn-éruptive (5.4) ainsi que la formation des pyroclastes juvéniles ultramafiques sub-sphériques à sphériques (5.5). Enfin, devant les nombreux points communs entre les maars-diatrèmes non-kimberlitiques et kimberlitiques, la partie 5.6 portera sur la formation de ces derniers.

#### **5.2 Analyse granulométrique par traitement d'images et stéréologie : validité, implications et améliorations de la méthode**

L'analyse granulométrique par traitement d'images et stéréologie a permis une comparaison directe de la granulométrie d'échantillons consolidés avec les analyses granulométriques obtenues par tamisage sur des échantillons meubles du même champ volcanique. Traditionnellement, avant le développement de cette méthode (Chapitre 2),

quand un secteur contenait à la fois des dépôts meubles et des roches volcanoclastiques, seuls les dépôts non-consolidés étaient échantillonnés pour l'analyse granulométrique, ce qui créait un biais important. Par exemple, il est courant dans les champs volcaniques quaternaires que les dépôts d'éruptions stromboliennes soient meubles alors que certains dépôts phréatomagmatiques sont consolidés à cause de la palagonitisation; c'est notamment le cas aux sites étudiés appartenant au champ volcanique PA (Chapitre 3). Plus généralement, il est souhaitable de pouvoir comparer la granulométrie des roches volcanoclastiques anciennes avec celle de dépôts volcanoclastiques modernes, souvent meubles. Ce problème est aussi présent en sédimentologie, d'où le réel besoin de mettre au point une méthode adéquate qui puisse s'appliquer aux roches.

La méthodologie mise au point dans cette étude se base sur les principes de stéréologie, permettant la conversion de données en deux dimensions en données en trois dimensions. L'emploi de cette méthode a permis d'obtenir des courbes granulométriques de dépôts pyroclastiques semi-consolidés/consolidés directement comparables, d'un point de vue qualitatif, aux courbes granulométriques par tamisage de matériel pyroclastique meuble.

Même si les résultats sont prometteurs, il y a une correspondance imparfaite entre ces deux méthodes, dont les causes ont été évoquées dans le chapitre 2 (cf. 2.3). Afin d'améliorer la méthode de granulométrie par traitement d'images et stéréologie, il faudrait que d'autres tests soient effectués. En effet, plusieurs paramètres contrôlent les résultats tels que la forme et la densité des particules. Comme expliqué dans le chapitre 2, les échantillons pyroclastiques sont composés de types de particules très différentes les unes des autres en terme de forme et de densité. D'autres paramètres possiblement importants sont le nombre de lames minces à utiliser pour avoir un échantillon représentatif, et les échelles d'imagerie à utiliser en fonction de la granulométrie de l'échantillon.

Il est donc recommandé de raffiner, dans un futur proche, la méthode développée ici par l'intermédiaire de différents tests qui permettront de déterminer quels paramètres sont les plus influents sur les résultats et de modifier au besoin les étapes de calcul. Pour tous ces tests, il s'agit de comparer directement les résultats du tamisage avec le traitement d'images-stéréologie sur un même échantillon, naturel ou synthétique. Pour se faire, on part de particules libres, on réalise le tamisage, on fabrique ensuite une ou plusieurs lames minces tel qu'expliqué au chapitre 2 et on effectue le traitement d'image à une ou plusieurs échelles.

Une première série de tests utiliserait simplement des particules sphériques synthétiques de différentes tailles, dont les paramètres de forme seraient connus (taille, forme et poids). Initialement, une seule échelle d'acquisition de données pourrait être utilisée pour obtenir le volume du matériel par classe granulométrique. Il sera intéressant à ce stade de voir l'effet (i) du nombre de lames minces et par conséquent du nombre de grains total à disposition, (ii) des échelles employées, et enfin (iii) du nombre de classes granulométriques ainsi que le nombre de grains par classe sur les résultats en faisant varier ces paramètres. Aussi, le choix d'intégrer des particules de densité différentes pourraient permettre de tester l'influence de ce paramètre.

Ce même protocole pourrait être ensuite répété pour une forme géométrique plus complexe. En effet, pour une forme sphérique, les probabilités d'intersection sont bien contraintes, contrairement aux formes plus complexes (Sahagian et Prousevitch, 1998). Sahagian et Prousevitch (1998) mettent ainsi à disposition des codes numériques pour les formes géométriques plus complexes telles que les ellipsoïdes et les parallélépipèdes. Un tel test permettrait surtout de savoir à quel point le résultat correspondrait ou non aux résultats granulométriques obtenus par tamisage et de pouvoir quantifier la marge d'erreur s'il y a. De plus, ce test permettrait de savoir si la forme est un paramètre capital pour le bon fonctionnement de la méthode.

Un raffinement supplémentaire serait de mélanger au moins deux formes géométriques différentes.

Enfin, d'autres tests pourraient être effectués sur des matériaux naturels en commençant par les plus « simples » comme le sable. Aussi, il serait intéressant de tester des dépôts de retombées de scories : les scories peuvent globalement être assimilées à des sphères même si, dans le détail, leur pourtour est irrégulier.

### **5.3 Le rôle syn-éruptif de la nature du substrat sur les maars-diatrèmes**

Lorenz (2003) distingue deux principaux types d'environnements dans lequel se mettent en place les maars-diatrèmes : un substrat « mou » (dépôts non-consolidés) et un substrat « dur » (roches). Une relation a été proposée entre la nature du substrat et la morphologie des maars-diatrèmes (Auer et al., 2007; Németh et Martin, 2007; Németh et al., 2010; Ross et al.,

2011). Spécifiquement, les maars en contexte de substrat « mou » auraient un cratère en forme de soucoupe, soit large et peu profond; à l'inverse, en substrat « dur », les cratères seraient profonds et abrupts. Un exemple de cette relation a été proposé pour les maars Plio-Pléistocène du champ volcanique de Calatrava en Espagne par Martín-Serrano et al. (2009) (Figure 5.1)<sup>1</sup>.

De la même façon, les diatrèmes mis en place en substrat « dur » seraient profonds et abrupts (exemple des diatrèmes kimberlitiques d'Afrique du Sud, Field et al., 2008) alors que les diatrèmes mis en place dans un substrat « mou » seraient peu profonds et évasés vers la surface (maar Ellendale, Australie : Smith et Lorenz, 1989; diatrème Maegok, Corée : Kwon et Sohn, 2008) (Figure 5.1). Notons toutefois qu'il existe peu de données dans la littérature sur cette question et que l'influence du substrat pourrait avoir été surestimée.

### **5.3.1 Influence sur le cratère : exemple du champ volcanique Pali Aike**

Il existe une perception qu'un substrat non-consolidé permettra la formation d'un cratère plus large qu'un substrat rocheux, pour une même profondeur. L'explication typique est que les murs du cratère sont particulièrement instables dans un substrat « mou » (Smith et Lorenz, 1989; Auer et al., 2007; Németh et al., 2010). Toutefois, si on se concentre sur les dimensions du cratère juste après l'éruption, on se rend compte que tous les maars semblent tomber dans le même champ sur un diagramme diamètre-profondeur, avec des ratios entre 3:1 et 5:1 (Ross et al., 2011) (Figure 5.2). Après la fin de l'éruption, les cratères dans les substrats non-consolidés évoluent rapidement vers des ratios plus élevés, comme le montre l'exemple d'Ukinrek (Pirrung et al., 2008). Éventuellement, tous les cratères se remplissent et se dégradent, ce qui donne des ratios diamètre : profondeur élevés, peu importe le substrat (Ross et al., 2011). C'est notamment le cas du maar Est du complexe des deux maars dans le champ volcanique PA, avec un ratio diamètre-profondeur de 17 et un âge relativement ancien (Quaternaire non précisé). Dans ce secteur, les maars-diatrèmes se sont mis en place en substrat « mixte » soit un substrat composé à la fois de matériel consolidé et meuble (cf. Chapitre 3).

---

<sup>1</sup> Les figures 5.1a et 5.2b des maars proviennent d'une étude de Martín-Serrano et al. (2009) et l'échelle n'y est pas spécifiée. De manière générale, soit tout type de substrat confondu, le diamètre des maars varient entre 100 m et 2 km et leur profondeur entre quelques dizaines de mètres et environ 300 m. Concernant le diatrème, son diamètre, dans sa partie la plus évasée, correspond sensiblement au diamètre du maar sus-jacent. La profondeur du diatrème varie entre 100 m et 2,5 km (cf. Chapitre 1 section 1.1.1).

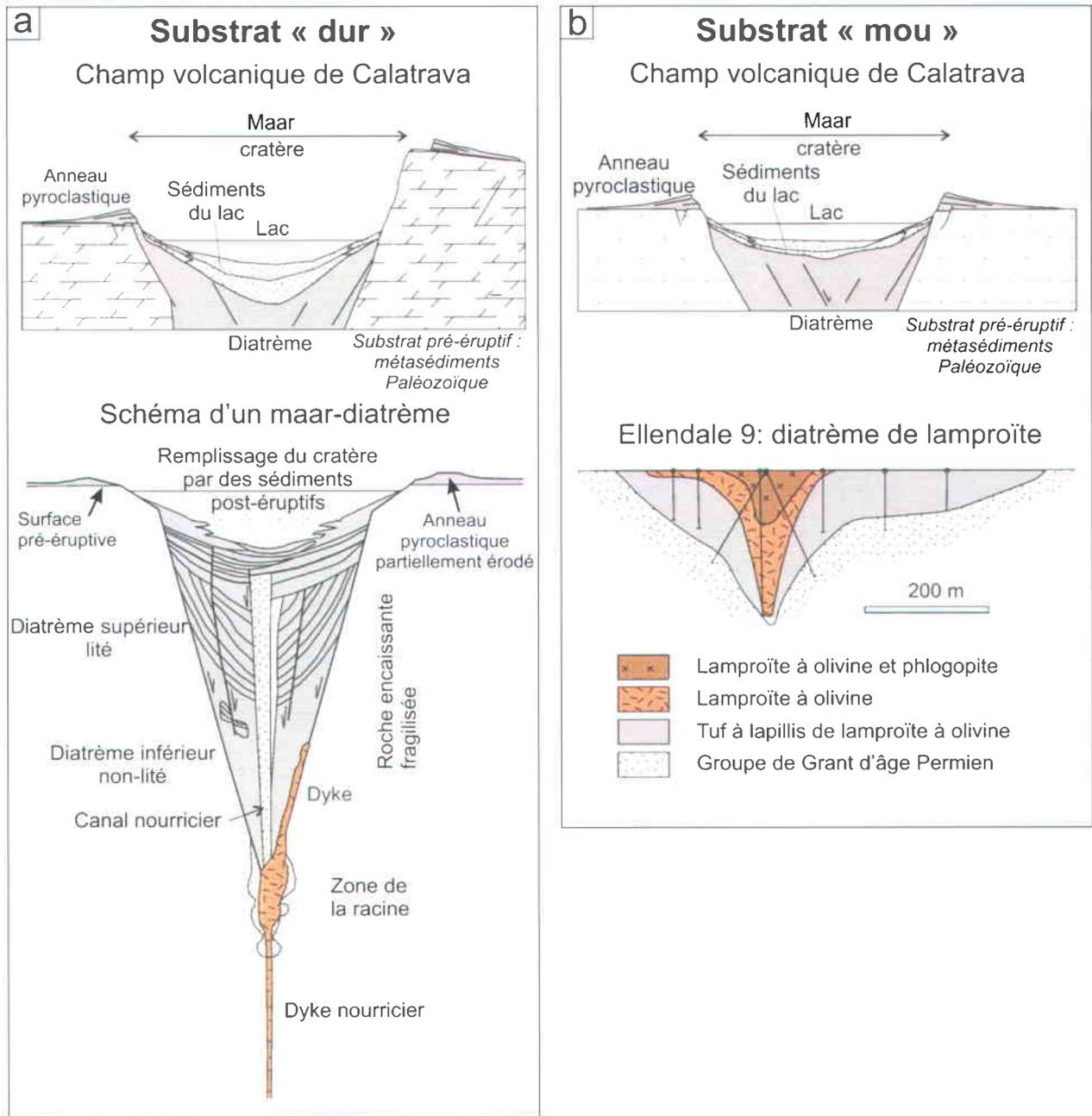


Figure 5.1. Influence du substrat sur les maars-diatrèmes. (a) Maar et diatrème en contexte de substrat « dur » : les pentes des murs du maar et du diatrème sont abrupts et le diatrème est profond. (b) Maar et diatrème en contexte de substrat « mou » : les pentes des murs du maar et du diatrème sont moins abrupts et le diatrème est peu profond et évasé dans sa partie supérieure. Schémas non à l'échelle, excepté le schéma du diatrème d'Ellendale 9. Figures traduites d'après Ross et al. (2011).

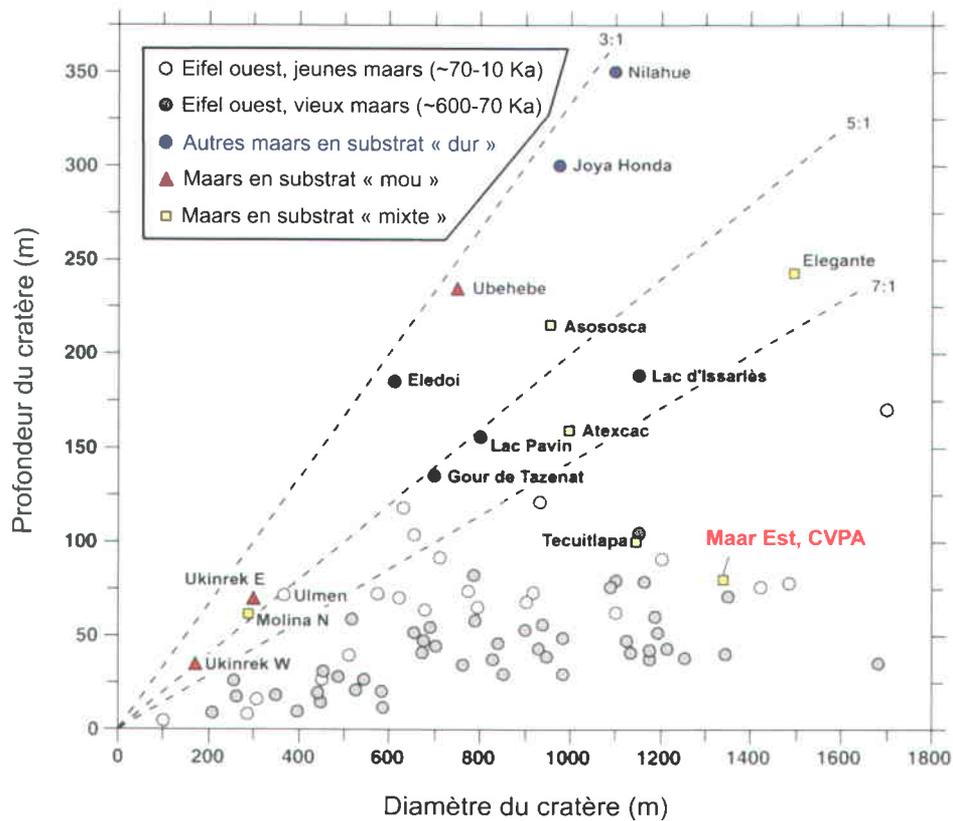


Figure 5.2. Comparaison entre le diamètre et la profondeur de maars quaternaires. CVPA = champ volcanique de Pali Aike. Traduit d'après Ross et al. (2011).

Ce substrat a certainement affecté la nature des fragments lithiques présents dans les dépôts de l'anneau de matériel pyroclastique du maar Est : présence de grains de quartz, de feldspaths, caractéristiques d'une mise en place en substrat « mou » et de fragments de roches anguleux, caractéristiques d'une mise en place en substrat « dur ». Mais il n'est pas clair que la géométrie du cratère soit contrôlée par la nature du substrat au maar Est.

La question de l'influence syn-éruptive du substrat sur la forme du cratère peut se poser pour le maar Potrok Aike, qui a un diamètre important. Toutefois, compte tenu des observations de terrain, il semble plus juste d'attribuer ce grand diamètre à des modifications post-éruptives et non au rôle du substrat au moment de la mise en place du système volcanique.

### **5.3.2 Influence sur le diatrème : exemple du champ volcanique Missouri River Breaks**

Les maars-diatrèmes du champ volcanique MRB se sont mis en place dans un substrat composé de matériel majoritairement non-consolidé soit dans un substrat « mou » à « mixte ». Selon la perception habituelle, ces diatrèmes auraient donc dû être évasés et peu profonds. La réalité est que non seulement les pentes des diatrèmes étudiés et visités sont abruptes, comme le montre le magnifique exemple du diatrème Bullwhacker Coulee, mais en plus la partie des diatrèmes exposés se situe à environ 1,3-1,5 km de profondeur sous la paléo-surface, avec des diamètres pouvant atteindre plus de 400 m. Cette observation remet ainsi en cause l'hypothèse de l'influence de la nature du substrat sur la morphologie des diatrèmes. Il est de toute évidence possible, malgré un substrat non-consolidé, de former des diatrèmes larges, profonds et aux pentes abruptes.

Un paramètre pertinent à considérer est toutefois la position, la nature et la géométrie des aquifères dans le substrat. La morphologie et la dimension des diatrèmes pourraient dépendre du nombre et des localisations des explosions phréatomagmatiques, elles-mêmes dépendantes du volume de magma et d'eau disponible, au cours de la phase éruptive : ces explosions se produiront là où l'eau externe est disponible. Il faut aussi prendre en compte le flux de magma disponible qui est un des facteurs clés pour la formation de ces systèmes (Sheridan et Wohletz, 1983, Lorenz, 1986; Sohn, 1996; White, 1996; White et Houghton, 2000; Morrissey et al., 2000).

## 5.4 Subsidence syn-éruptive

Geikie (cité par McCallum, 1976) fut l'un des premiers chercheurs à remarquer que les dépôts pyroclastiques lités présents jusqu'à de grandes profondeurs<sup>2</sup> devaient avoir été formés à des niveaux moins élevés. Il proposa alors que ces lits se soient formés par le dépôt successif, au fond du cratère, du matériel pyroclastique provenant de la colonne éruptive lors de l'éruption, et que, par un mécanisme de subsidence, ces mêmes lits aient été progressivement entraînés en profondeur.

Les évidences pour la subsidence syn-éruptive (p.ex. le litage en auge, les domaines de la roche encaissante se retrouvant à des niveaux plus profonds que leur origine, les domaines de la roche encaissante en forme de collet, les failles concentriques), sont clairement identifiées dans certains diatrèmes (les kimberlites de Orapa et Jwaneng au Botswana, les diatrèmes de Midland Valley, les diatrèmes de Saar-Nahe en Allemagne : Lorenz, 1986; Brown et al., 2008; à Coombs Hills, Antarctique : White et McClintock, 2001; Ross et al., 2008c; au complexe volcanique Sterkspruit, Afrique du Sud : McClintock et al., 2008a, 2008b; à Costa Giardini, Sicile : Suiting et Schmincke, 2009; et dans de nombreuses kimberlites : Mitchell, 1986; Kurszlaukis et Barnett, 2003; Brown et al., 2009). Mais dans d'autres diatrèmes, ces indices sont peu ou pas observés (McCallum, 1976). C'est pourquoi, dans cette section, deux champs volcaniques seront comparés, avec des degrés très différents de subsidence proposée : Hopi Buttes et MRB.

### 5.4.1 Subsidence syn-éruptive à Hopi Buttes, Arizona (États-Unis)

Dans le champ volcanique Hopi Buttes (Shoemaker et al., 1962; White, 1991), dans le NE de l'Arizona, peu de litage est généralement présent dans les dépôts phréatomagmatiques des diatrèmes. Quand un tel litage est présent, comme aux diatrèmes de Round Butte ou d'Hoskeisto (Figure 5.3), les lits pyroclastiques n'ont pas une forme en auge marquée et les roches encaissantes préservent leur stratification horizontale jusqu'au contact avec le diatrème (White, 1991; White et Ross, 2011; P-S. Ross, commun. pers., 2012).

---

<sup>2</sup> Le matériel pyroclastique lité de remplissage des diatrèmes peuvent possiblement atteindre des profondeurs jusqu'à 2500 m, sous la surface éruptive (Hearn, 1968; Lorenz, 1973, 1975, 1986, 2000, 2007; Lorenz et Kurszlaukis, 2007).



Figure 5.3. Partie supérieure du diatrème de Hoskeisto, champ volcanique Hopi Buttes, Arizona (États-Unis). Photo : gracieuseté de Pr. P-S Ross.

Ceci tend à démontrer l'absence de subsidence marquée dans les diatrèmes de ce champ volcanique, que ce soit une subsidence syn-éruptive ou même post-éruptive. Notons ici que les roches encaissantes des diatrèmes du champ volcanique Hopi Buttes sont plutôt consolidées, sauf pour la formation la plus superficielle, ce qui pourrait avoir empêché la courbure des lits dans la roche encaissante en bordure du diatrème.

#### **5.4.2 Subsidence syn-éruptive dans les diatrèmes du champ volcanique MRB et implications**

##### **a) Subsidence syn-éruptive dans les diatrèmes du champ volcanique MRB**

Au chapitre 4 (cf. section 4.5.5), les différentes observations de terrain mettant en évidence un mécanisme de subsidence syn-éruptive pour les diatrèmes du champ volcanique MRB ont été discutés. En résumé, les évidences de terrain sont : (i) le litage en auge se retrouvant à 1,3-1,5 km de profondeur sous la paléosurface; (ii) les failles concentriques en bordure du diatrème; (iii) la présence de domaines et collets de roche encaissante à des niveaux plus profonds que leur niveau d'origine; et (iv) la courbure du litage dans la roche encaissante près du diatrème.

Dans le modèle de formation de ces diatrèmes (cf. section 4.6), les interactions explosives phréatomagmatiques profondes et l'envoi de matériel dans la colonne éruptive créent un déficit de masse qui va permettre au matériel sus-jacent de subsider.

##### **b) Implications**

Dans les diatrèmes du champ volcanique MRB, il est clair que durant toute l'éruption, il y a eu de la subsidence syn-éruptive. Pourtant, dans le champ volcanique Hopi Buttes, le rôle de la subsidence semble bien moindre. Faut-il alors invoquer un modèle de formation légèrement différent pour ces diatrèmes, malgré la fragmentation phréatomagmatique commune? Une des différences entre les deux champs volcaniques – en plus de l'abondance comparative de litage au champ MRB – est qu'à Hopi Buttes, sous la première formation sédimentaire encaissante, le substrat est largement consolidé. Ceci fait en sorte que l'idée d'un trou ouvert relativement profond est plus plausible à Hopi Buttes que pour le champ MRB. Lefebvre et al. (soumis)

proposent qu'à Hopi Buttes, une partie du diatrème Standing Rocks West s'est remplie suite à la formation d'un trou profond par une phase éruptive plus intense. Les blocs de roche encaissante peuvent tomber dans le trou par gravité, sans toutefois avoir à subsider par la suite à l'intérieur de dépôts pyroclastiques. Au vue de ces résultats, il semblerait que la formation des maars-diatrèmes dans le détail soit beaucoup plus complexe et inégale d'une structure à une autre, malgré un mécanisme commun, la fragmentation phréatomagmatique. D'où l'importance de continuer à étudier ces structures de la façon la plus complète possible.

## **5.5 Les pyroclastes juvéniles sub-sphériques à sphériques**

Le matériel juvénile constituant les diatrèmes visités et étudiés du champ volcanique MRB est composé surtout de pyroclastes sub-sphériques à sphériques observés dans les diatrèmes du champ volcanique MRB. Ailleurs dans le monde, de tels pyroclastes sont des constituants caractéristiques des dépôts de volcans monogéniques impliquant un magma de faible viscosité (Cloos, 1941; McDonald, 1973; Francis, 1973; Keller et al., 1989; Mitchell, 1995; 1997; Stoppa, 1996; Junqueira-Brod et al., 1999, 2004, 2005; Stoppa et al., 2002; Llyod et Stoppa 2003). Citons notamment les diatrèmes ultramafiques de Swabian Alb en Allemagne (Lorenz, 1979), le cône de scorie basaltique de Cerro Chopo au Costa Rica (Alvarado et al., 2011), les kimberlites d'Afrique du Sud (Gernon et al., 2008; Brown et al., 2009), la province volcanique de Calatrava, de composition mafique, en Espagne (Carracedo-Sánchez et al., 2009, 2010), et la province alcaline de Goiás au Brésil (Junqueira-Brod et al., 2004, 2005). Il semble y avoir une relation entre la viscosité du magma et la forme des fragments juvéniles : les magmas ultramafiques, de plus faible viscosité, ont tendance à produire des pyroclastes sub-sphériques à sphériques, alors que les magmas mafiques à felsiques produisent le plus souvent des fragments juvéniles aux contours irréguliers à anguleux.

Après une revue de la littérature sur la nomenclature employée pour ce type de pyroclaste et les différentes hypothèses pour leur formation, un modèle de formation pour les pyroclastes juvéniles sub-sphériques à sphériques du champ volcanique MRB sera proposé.

### 5.5.1 Nomenclature

Selon la littérature, ces pyroclastes varient de quelques dizaines de micromètres à plusieurs centimètres de diamètre. Malgré la forme extérieure commune, ces pyroclastes n'ont pas tous la même structure interne. Cela a conduit à l'introduction de bon nombre d'appellations pouvant prêter à confusion.

Tout d'abord, le terme « *pelletal lapilli* » désigne des pyroclastes juvéniles sub-sphériques à sphériques qui ont été identifiés dans les diatrèmes kimberlitiques (Clement, 1982; Scott-Smith, 1999). Ces pyroclastes ont une surface lisse, aucune trace d'impact et leur diamètre est compris entre <1 mm et 60 mm. Ils se composent d'un fragment central, de taille variable, qui se trouve être le plus souvent un phénocrystal/mégacrystal d'olivine ou bien un fragment lithique, entouré d'une ou plusieurs couches de matériel juvénile d'épaisseur variable, pouvant être de composition différente, très peu ou pas vésiculaire, et où les cristaux prismatiques sont orientés (Clement et Skinner, 1979, 1985; Mitchell, 1986; 1997; Stoppa et Lupini, 1993; Lloyd et Stoppa, 2003). Le fragment central peut atteindre plusieurs centimètres avec une enveloppe de seulement quelques millimètres (Kurszlaukis et Lorenz, 1997). Si ces mêmes pyroclastes ont un diamètre supérieur à 6,4 cm, alors ce sont des « *cored bombs* » (Kurszlaukis et Lorenz, 1997). Il y a aussi les « *nucleated lapilli* » ou « *nucleated autoliths* » qui diffèrent des « *pelletal lapilli* » car ils sont plus grossiers en moyenne (2 à 5 cm de diamètre), se composent d'un fragment central appartenant à la roche encaissante, et la taille du fragment autant que l'épaisseur de l'enveloppe est fortement variable (Mitchell, 1986; Kurszlaukis et Lorenz, 1997). Brown et al. (2009) proposent le nom de « *pelletal clast* » pour des « *pelletal lapilli* » sub-sphériques ainsi que le nom « *coated clast* » pour des « *pelletal lapilli* » qui ont un noyau lithique et non un cristal. Il distingue aussi des pyroclastes sub-sphériques ou même irréguliers avec un noyau excentré.

L'équivalent des « *pelletal lapilli* » dans les diatrèmes non-kimberlitiques sont les « *spherical lapilli* » et ils sont eux aussi non-vésiculaires (Lorenz, 1979, 1985; Lorenz et al., 1994; Kurszlaukis et al., 1998a). Certains pyroclastes peuvent toutefois présenter des cavités mais Kurszlaukis et Lorenz (1997) indique que celles-ci peuvent être le produit de la dissolution/altération de minéraux.

Certains auteurs (Junqueira-Brod et al., 2004, 2005; Carracedo-Sanchez et al., 2009) utilisent le terme générique « *spinning droplets* » pour désigner des pyroclastes sphériques de la taille des cendres et lapillis même si ces derniers sont moins communs. Certains fragments possèdent un noyau et sont assez proche en termes de description des « *pelletal lapilli* » et des

« *spherical lapilli* » décrits précédemment. Certains sont sans noyau et le matériel juvénile est composé de microlites et de microphénocristaux orientés concentriquement. Ces mêmes auteurs utilisent aussi les termes « *isotropic droplets* » et « *cryptodroplets* » pour désigner des pyroclastes de la taille des cendres et lapillis, sans noyaux, non-vésiculaires, non-vitreux et sans quelconque orientation des cristaux. Ces mêmes auteurs ont aussi identifié des particules de la taille des bombes qu'ils ont appelé « *spheroidal composite bombs* » et qui désignent des bombes se formant par accrétion des « *spinning droplets* » et/ou des « *isotropic droplets/cryptodroplets* ». Tous ces pyroclastes ont été observés dans des dépôts pyroclastiques de cônes pyroclastiques ou encore de diatrèmes.

Heiken (1978) emploie le terme « *accretionary* » pour des bombes qui correspondent plus à la description des « *composite bombs* » de Carracedo-Sanchez et al. (2009) ou encore des « *cannonballs* » (Francis, 1973; Rosseel et al., 2006; Alvarado et al., 2011) puisqu'elles se composent non pas de matériel cendreux mais de roche cristalline. Les « *wrapped fragments* » sont morphologiquement proches des « *cored bombs* » et se forment dans le conduit comme les « *spinning droplets* » auxquelles elles ressemblent mais elles sont plus riches en verre et sont vésiculaires en bordure. Elles sont sphériques, peu importe la forme et la taille du noyau qui peut parfois être excentré et l'épaisseur du matériel juvénile entourant ce noyau est variable d'une particule à une autre (Junqueira-Brod et al., 2004, 2005).

### 5.5.2 Hypothèses sur la formation

Plusieurs hypothèses ont été émises au cours de ces dernières décennies pour la formation des pyroclastes juvéniles sub-sphériques à sphériques. Suivant les auteurs, ces pyroclastes sont (i) des produits de la fragmentation magmatique soit dans un espace ouvert, soit dans un espace fluidisé (ex. Mitchell, 1986; Junqueira-Brod et al., 2004, 2005; Carracedo-Sanchez et al., 2009); ou (ii) des produits de la fragmentation phréatomagmatique (Lorenz, 1979).

### a) Modèle magmatique

Les pyroclastes sub-sphériques à sphériques se retrouvent particulièrement dans les diatrèmes ultramafiques comme les diatrèmes kimberlitiques : étant donné que la formation de ces derniers est souvent expliquée par une fragmentation magmatique, la formation des pyroclastes sub-sphériques à sphériques a par conséquent été fréquemment interprétée selon ce modèle.

Dans le modèle magmatique, la fragmentation produit des gouttelettes de magma qui vont acquérir une forme sub-sphérique à sphérique par les effets de tension de surface (Dawson, 1980; Mitchell, 1986; Junqueira-Brod et al., 2004, 2005; Carracedo-Sanchez et al., 2009; Gernon et al., 2012). Suivant les modèles, la forme et la taille finale des pyroclastes seront atteintes dans le système fluidisé intra-diatrème (Gernon et al., 2012) ou dans la région convective de la colonne éruptive (Carracedo-Sanchez et al., 2009; Junqueira-Brod et al., 2004, 2005).

La formation des « *pelletal lapilli* » selon le modèle de Gernon et al. (2012) (Figure 5.4) se fait dans un diatrème déjà formé : un nouveau pulse de magma va s'infiltrer dans le matériel pyroclastique meuble de remplissage du diatrème et les volatiles vont rapidement s'exsolver produisant un jet gazeux et la fragmentation du nouveau magma. Le matériel pyroclastique déjà en place va être remobilisé avec les gouttelettes issues de la fragmentation et entraîné vers la surface dans un système fluidisé. Les gouttelettes de magma vont englober les particules lithiques sur leur passage et elles vont rapidement refroidir dans le système fluidisé au sein du diatrème. Toutefois, ce modèle n'explique pas tous les types de pyroclastes sub-sphériques à sphériques.

La figure 5.5 montre la formation des « *spinning droplets* », des « *isotropic droplets* » et des « *spheroidal composite bombs* » selon le modèle de Carracedo-Sanchez et al. (2009). La fragmentation produit dans un premier temps des pyroclastes sphériques, sans structure interne et avec ou sans noyau (Étape 1) entraîné par fluidisation vers la surface. Une fois à la surface, dans la phase de jet, ces pyroclastes se retrouvent dans un système « hautement fluidisé » et ils vont entrer en rotation et d'autres pyroclastes vont s'y accrêter pour former des plus gros pyroclastes avec des couches concentriques (Étape 2). Enfin, une fois dans la région convective de la colonne éruptive, les pyroclastes vont s'accroître par le même mécanisme pour donner les « *spheroidal composite bombs* » (Étape 3).

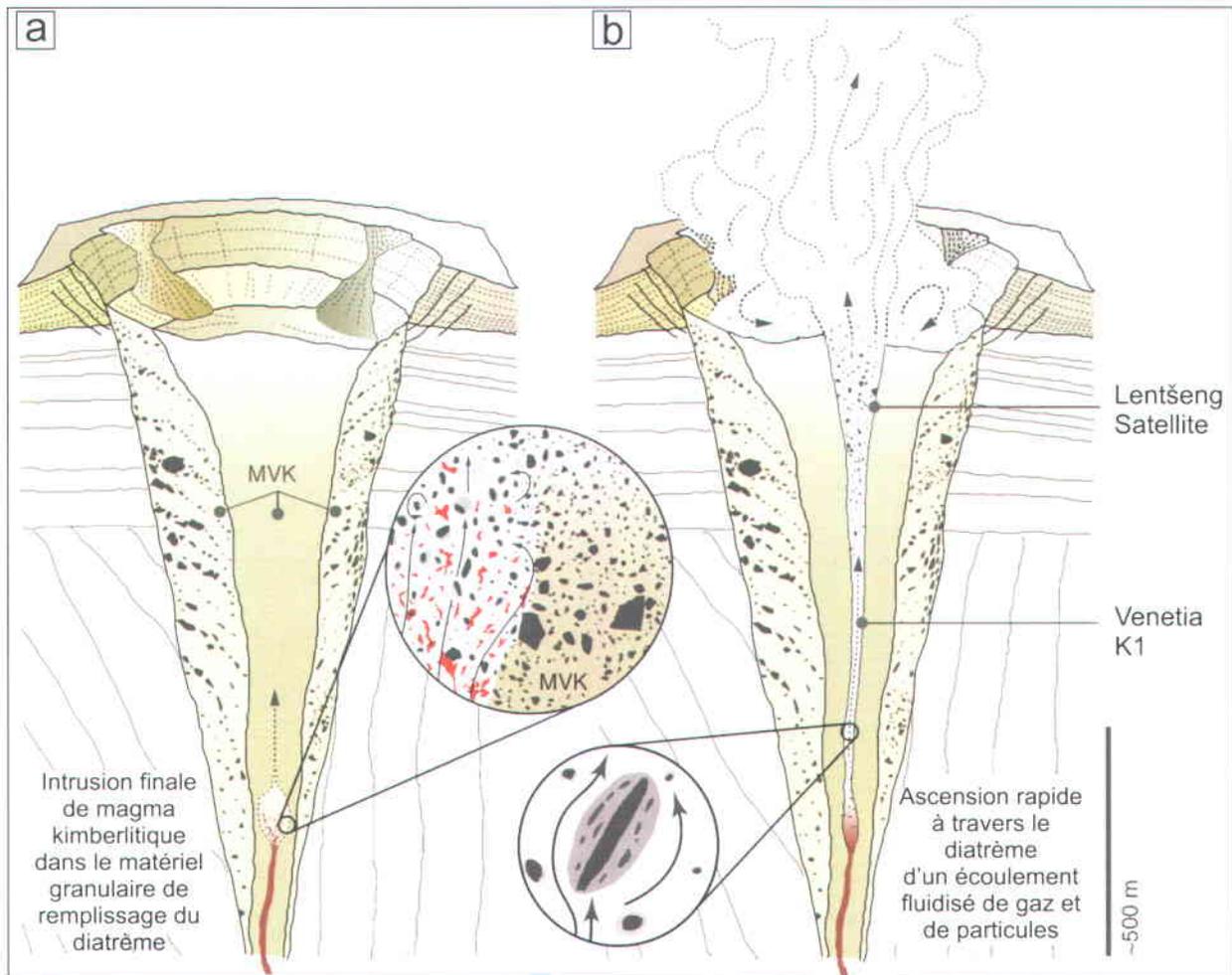


Figure 5.4. Modèle de la formation des pyroclastes sphériques traduit d'après Gernon et al. (2012). (a) L'exsolution rapide des volatiles contenus dans le magma ascendant, qui s'infiltré dans le matériel pyroclastique de remplissage du diatème, va entraîner la fragmentation du magma et produire des gouttelettes de magma qui vont sur leur passage incorporer des fragments lithiques ou juvéniles. (b) La formation des pyroclastes se fait dans le diatème dans un mélange fluidisé et ils vont rapidement refroidir avant d'atteindre la surface. MVK = « massive volcaniclastic kimberlite ».

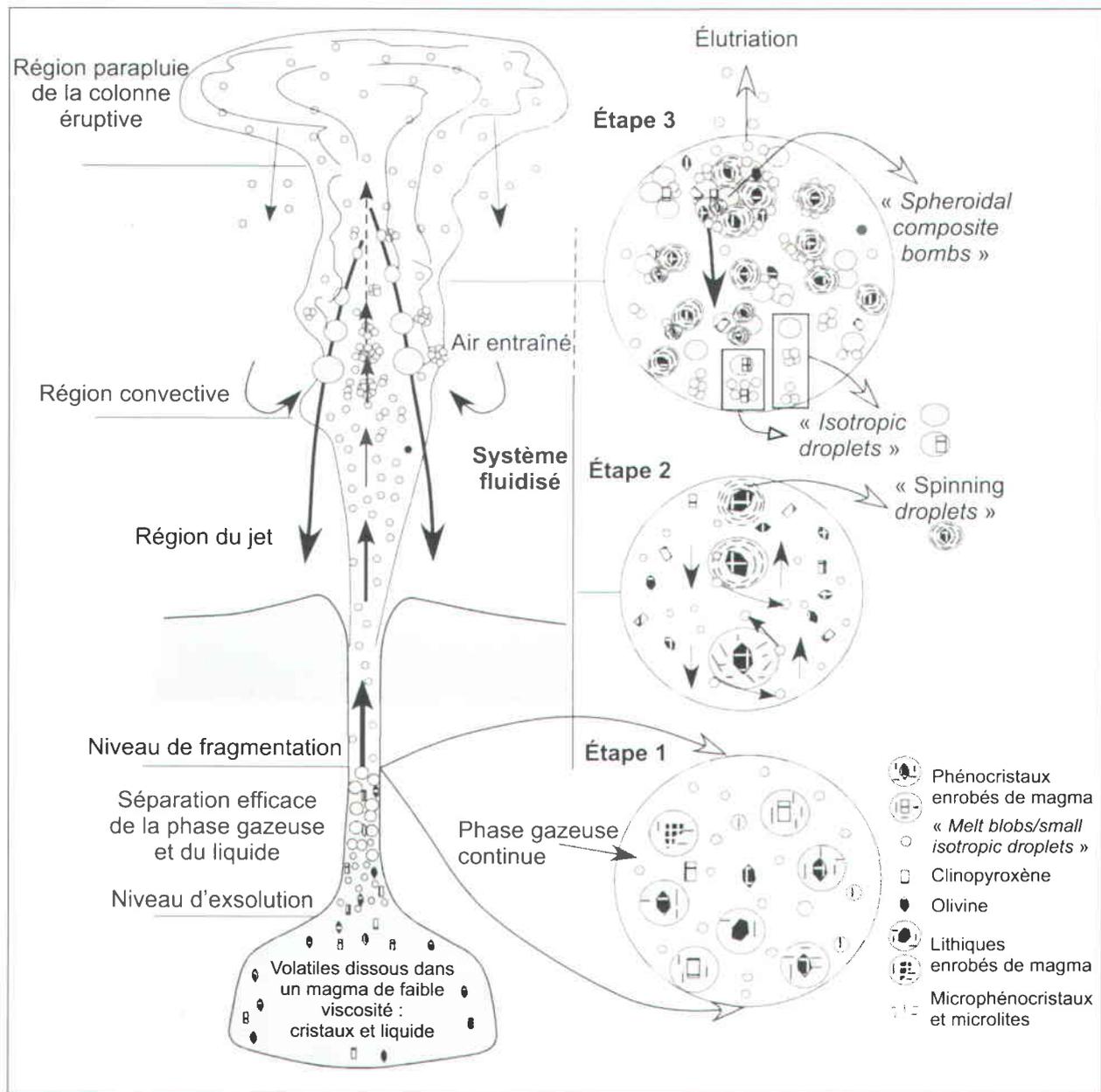


Figure 5.5. Modèle de la formation des pyroclastes sphériques traduit d'après Carracedo-Sanchez et al. (2009). Dans ce modèle en trois étapes, les pyroclastes se forment petit à petit dans un « système fluidisé ».

L'absence de vésicules dans les pyroclastes s'explique pour certains auteurs par le fait que lorsque les pyroclastes entrent en rotation, les bulles de gaz vont être expulsées par la force centrifuge (Junqueira-Brod et al., 1999; Carracedo-Sánchez et al., 2009). Toutefois, ce mécanisme d'expulsion des volatiles ne peut être viable pour différentes raisons. D'abord, pour un dégazage total du pyroclaste juvénile sub-sphérique à sphérique, il faut que celui-ci soit à l'état liquide suffisamment longtemps. Or, les pyroclastes ne sont pas déformés et ils ne sont pas soudés entre eux, ce qui indique qu'ils ont du refroidir rapidement juste après la fragmentation. Qui plus est, ce mécanisme serait-il vraiment efficace pour les plus gros pyroclastes? Enfin, des vésicules ont été observées dans certains pyroclastes kimberlitiques (Downes et al., 2007; Lefebvre et Kurszlaukis, 2008), ce qui montre que la perte des bulles de gaz post-fragmentation n'est pas inévitable dans les magmas ultramafiques. Si tel est le cas, on peut se demander si un mécanisme de fragmentation magmatique est pertinent pour des pyroclastes non-vésiculaires. En effet, la fragmentation magmatique normale se produit typiquement pour des magmas bien vésiculaires et donne des scories ou des dépôts de « *spatter* » (Cashman et al., 2000; Vergnolle et Mangan, 2000; Vesperman et Schmincke, 2000; Lautze et Houghton, 2007).

#### b) Modèle phréatomagmatique

Des expériences de laboratoire ont été menées pour recréer la fragmentation phréatomagmatique d'un magma ultramafique (Zimanowski et al., 1991) et même kimberlitique (Kurszlaukis et al., 1998a). Ces expériences ont notamment produit des pyroclastes sphériques de la taille des cendres et des lapillis. Il faut donc considérer sérieusement la possibilité que les pyroclastes juvéniles sub-sphériques à sphériques du champ volcanique MRB et d'autres diatrèmes ailleurs dans le monde soient formés suite à des explosions phréatomagmatiques.

### **5.5.3 Formation des pyroclastes juvéniles sub-sphériques à sphériques du champ volcanique MRB**

La possibilité de former des pyroclastes juvéniles sub-sphériques à sphériques à partir de la fragmentation phréatomagmatique s'accorde avec le modèle de formation proposé dans le chapitre 4 pour les maars-diatrèmes du champ volcanique MRB. La forme et la structure interne des pyroclastes indiquent des conditions spécifiques de température lors de leur formation, leur transport et leur déposition, tel que discuté ci-après.

#### **a) Refroidissement rapide**

La forme sub-sphérique à sphérique des pyroclastes juvéniles du champ volcanique MRB indique que lors de la fragmentation, le magma ultramafique était toujours dans un état suffisamment liquide pour être façonné par les effets de tension de surface. Toutefois, plusieurs critères indiquent que ces pyroclastes étaient passablement refroidis au moment de leur déposition et que ce refroidissement s'est fait relativement rapidement : (i) la présence d'une matrice finement cristallisée; (ii) l'absence de traces d'impacts de chocs; (iii) l'absence de matériel adhérent sur la surface des pyroclastes; ainsi que (iv) l'absence de pyroclastes soudés ou agglutinés dans les dépôts. L'absence de matériel vitreux en surface et à l'intérieur des pyroclastes peut s'expliquer soit par un refroidissement non brutal mais suffisant pour expliquer les critères précédents, soit du verre a pu être présent mais a été complètement altéré. Un refroidissement rapide est plausible dans un diatrème ou une colonne éruptive riche en eau.

#### **b) Besoin ou non d'un panache éruptif**

Ces pyroclastes se retrouvent à la fois dans le matériel pyroclastique lité et non-lité de remplissage des diatrèmes du champ volcanique MRB. Selon le modèle présenté au chapitre 4, le matériel lité s'est déposé au fond du cratère à partir d'un panache éruptif dans l'atmosphère, alors que le matériel non-lité représente les vestiges de jets de débris qui peuvent ne pas avoir atteint la surface. Dans ce dernier cas, la formation des pyroclastes ne peut se faire qu'immédiatement après la fragmentation, dans les jets de débris, sans que les pyroclastes ne soient expulsés hors du diatrème.

### c) Intégration des pyroclastes sphériques au modèle phréatomagmatique

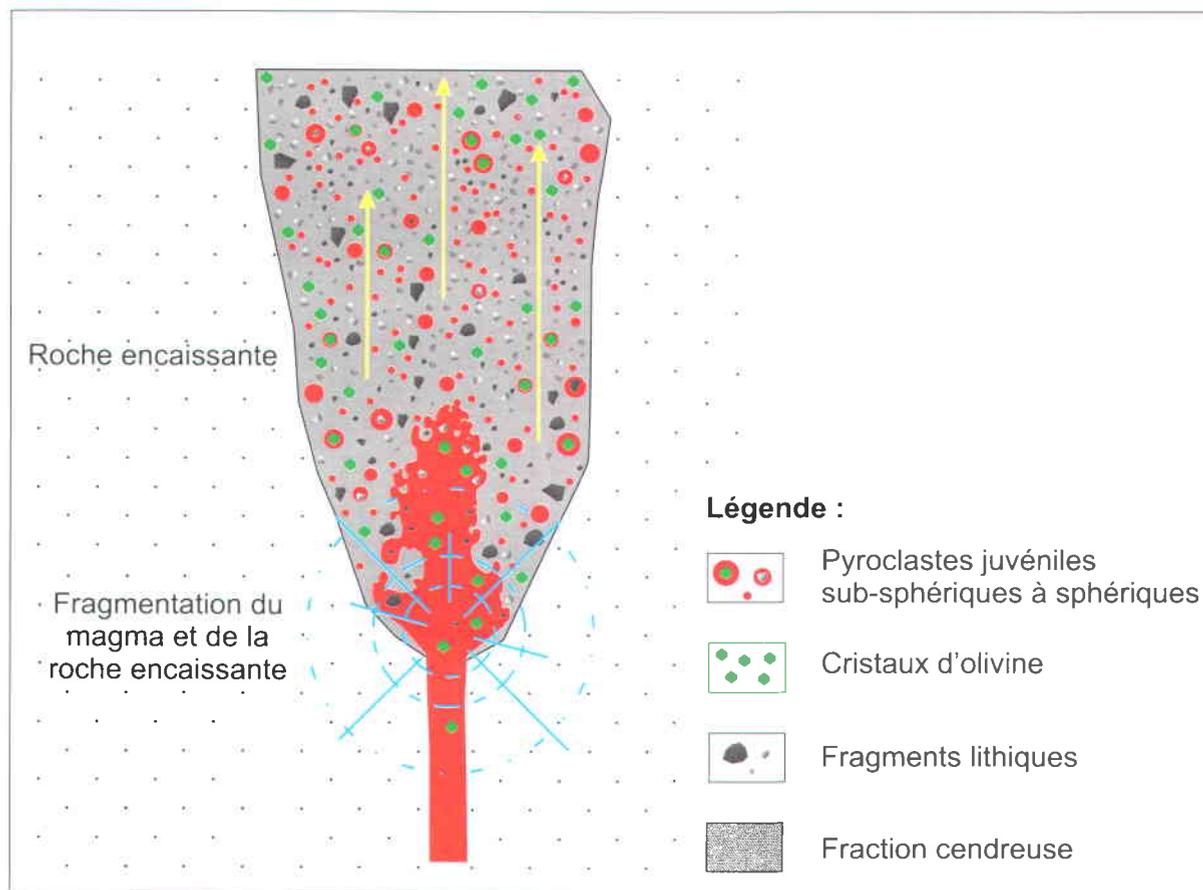
Les observations de terrain indiquent une origine phréatomagmatique pour la formation des maars-diatrèmes du champ volcanique MRB. Des expériences en laboratoire montrent qu'il est possible d'obtenir des pyroclastes juvéniles sub-sphériques à sphériques par fragmentation phréatomagmatique. La formation des pyroclastes juvéniles sub-sphériques à sphériques peut donc être ajoutée au modèle phréatomagmatique de la formation des diatrèmes du champ volcanique MRB.

La fragmentation du magma induite par l'interaction explosive entre l'eau externe et le magma, dans le diatrème ou la zone de la racine, produit des pyroclastes juvéniles de plusieurs types. La partie du magma qui n'entre pas en contact direct avec l'eau liquide ne forme pas des fragments anguleux mais produit plutôt des fragments « passifs », encore à l'état liquide, qui, par les effets de tension de surface, vont rapidement acquérir une forme sphérique (Figure 5.6)<sup>3</sup>. Cela explique la présence d'une matrice finement cristallisée et non vitreuse comme c'est le cas lors d'une interaction directe entre l'eau et le magma. Ces pyroclastes, une fois formés, vont se refroidir relativement rapidement pendant leur transport dans le diatrème à cause de l'abondance d'eau et de fragments lithiques dans le mélange.

Cette hypothèse implique que les pyroclastes sphériques sont déjà formés lors de leur ascension dans le diatrème. Leur déposition se fait dans un état solide puisqu'ils ne sont pas soudés entre eux. L'absence de craquelures et de pyroclastes brisés indiquent une déposition non-violente. Dans le cas où le matériel pyroclastique n'atteint pas la surface (zone non-litée), les pyroclastes ne retombent pas violemment au sol après avoir été éjectés sur de grandes distances. Mais dans le cas où le matériel est expulsé dans l'atmosphère, la préservation des pyroclastes sphériques pourrait s'expliquer notamment par une déposition sur un lit possiblement saturé en eau.

---

<sup>3</sup> En aucun cas il ne s'agit d'un phénomène d'accrétion, comme lors de la formation des lapillis accrétionnaires ou les « *spheroidal composite bombs* » (Carracedo-Sánchez et al., 2009), ni d'un phénomène d'érosion des particules suite aux processus dynamique se déroulant dans le conduit.



**Figure 5.6. Modèle de la formation des pyroclastes sub-sphériques à sphériques au champ volcanique Missouri River Breaks. Le magma ultramafique ascendant va interagir explosivement avec une source d'eau externe, soit au niveau de la zone de la racine comme montré ici soit plus haut dans le diatrème, et produire des gouttelettes de magmas qui vont, par les effets de la tension de surface, acquérir une forme sphérique. Les gouttelettes vont incorporer des fragments lithiques ou des cristaux libres d'olivine lors de leur fragmentation et leur expulsion vers la surface. Le magma étant porphyrique des gouttelettes de magma contenant un gros cristal d'olivine peuvent se former directement lors de la fragmentation. De même, lors de son ascension vers la surface, le magma va incorporer des fragments de la roche encaissante qui pourront être directement englobés de magma lors de la fragmentation. Une fois produits, ces pyroclastes vont rapidement se refroidir. Schéma non à l'échelle.**

Le fait que plusieurs pyroclastes sphériques n'ont pas de noyaux montre clairement que les noyaux ne sont pas nécessaires à leur formation. Dans le cas des gros cristaux d'olivine, ils font simplement partie du magma. Pour les noyaux lithiques, ils pourraient avoir été intégrés lors de la progression vers le haut du pyroclaste juvénile encore liquide, ou bien avoir été présents dans le magma juste avant la fragmentation. L'absence d'arrangement concentrique de petits cristaux autour des fragments lithiques ou des gros cristaux d'olivine implique que le matériel juvénile ne s'est pas accru progressivement autour des « noyaux ».

## **5.6 Comparaison avec les diatrèmes kimberlitiques de classe 1 et implications**

Les diatrèmes du champ volcanique MRB ont une composition ultramafique (melnoïtes, monticellite, alnoïte, aillikite), proche de la composition des kimberlites; il y a même de vraies kimberlites dans le champ volcanique MRB (diatrèmes Williams) (Irving et Hearn, 2003). Une comparaison intéressante peut donc être réalisée entre ces diatrèmes et les diatrèmes kimberlitiques de classe 1 (cf. Chapitre 1) afin d'évaluer la viabilité potentielle du modèle phréatomagmatique pour la formation de ces derniers.

### **5.6.1 Comparaison**

Le tableau 5.1 montre que les diatrèmes du champ volcanique MRB et les diatrèmes kimberlitiques de classe 1 ont de nombreux points communs. En effet, en plus du magma de composition géochimique similaire, ces deux systèmes volcaniques ont des dimensions et une structure semblables (cratère, diatrème, zone de la racine; Hawthorne, 1975)<sup>4</sup> (Figure 5.7). De plus, le matériel juvénile se compose entre autres de pyroclastes sub-sphériques à sphériques non-vésiculaires. Du litage peut aussi être observé dans les diatrèmes kimberlitiques (Lorenz, 1975, 1986; Kurszlaukis et Barnett, 2003; Sparks et al., 2006; Brown et al., 2008, 2009; Cas et al., 2008a, 2008b; Field et al., 2008) même si c'est possiblement plus rare, ainsi que des colonnes de matériel pyroclastique non-lité recoupant les autres dépôts pyroclastiques (lités ou non-lités) (Clement, 1982; Lorenz et Kurszlaukis, 2007; Kurszlaukis et Lorenz, 2008).

---

<sup>4</sup> Hawthorne (1975) reconstitua à partir de plusieurs exemples de diatrèmes kimberlitiques la structure globale. Toutefois, la partie supérieure du diatrème était largement inférée, en l'absence d'exemples sud-africains.

Tableau 5.1 : Comparaison entre les diatrèmes du champ volcanique MRB et les diatrèmes kimberlitiques de classe 1.

	Diatrèmes du champ volcanique MRB	Diatrèmes kimberlitiques de classe 1
<b>Composition du magma</b>	Ultramafique	Ultramafique <sup>1</sup>
<b>Âge des diatrèmes</b>	Éocène	Variable
<b>Contexte</b>	Mis en place dans un champ volcanique	Mis en place dans un champ volcanique <sup>1</sup>
<b>Structure</b>	Diatrème <ul style="list-style-type: none"> <li>- diamètre : minimum 200 m</li> <li>- profondeur : &gt; 1,2 km</li> <li>- forme en cône supposée</li> <li>- pentes abruptes</li> </ul>	Diatrème <ul style="list-style-type: none"> <li>- diamètre : jusqu'à 300 m</li> <li>- profondeur : jusqu'à 3 km<sup>3</sup></li> <li>- forme en cône</li> <li>- pentes abruptes<sup>2</sup></li> </ul>
<b>Le matériel pyroclastique</b>	Composition : pyroclastes juvéniles sub-sphériques à sphériques, agrégats de cendres et lapillis accréionnaires, fragments lithiques, cristaux libres d'olivine Litage observé Colonnes non-litées recoupant le litage et les autres colonnes	Composition : pyroclastes juvéniles sub-sphériques à sphériques, lapillis accréionnaires, fragments lithiques, xénolites crustales et mantelliques, xénocristaux, cristaux libres juvéniles Litage observé <sup>2,4,5</sup> Colonnes non litées recoupant le litage et les autres colonnes <sup>8</sup>
<b>Domaines de roche encaissante</b>	Présents en bordure et au centre du diatrème	Présents majoritairement vers le centre du diatrème <sup>2,6</sup> , avec parfois des mouvements de rotation <sup>6</sup>
<b>Subsidence</b>	Syn- et post-éruptive	Syn- et post-éruptive <sup>2,6</sup>

<sup>1</sup> Mitchell (1986)

<sup>2</sup> Brown et al. (2009)

<sup>3</sup> Sparks et al. (2006)

<sup>4</sup> Mitchell et al. (2008)

<sup>5</sup> Kurszlaukis et Barnett (2003)

<sup>6</sup> Barnett (2008)

<sup>7</sup> Kurszlaukis et al. (2009)

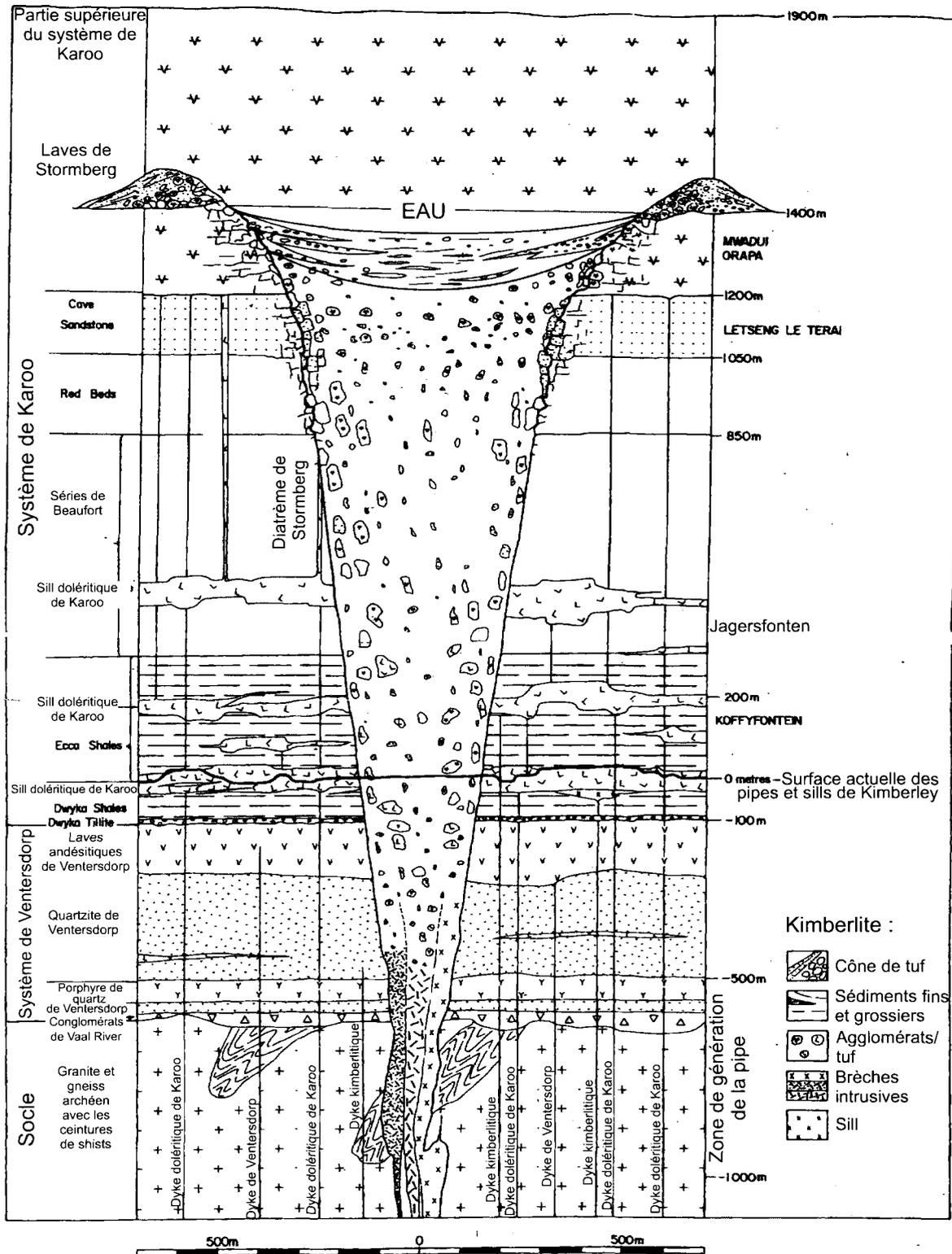


Figure 5.7. Modèle schématique d'un maar-diatrème kimberlitique. Modifié d'après Hawthorne (1975).

Enfin, des domaines de roche encaissante transportés, de grande taille, sont aussi présents dans les kimberlites sous le nom de « *floating reefs* » (Lorenz, 1975; Lorenz et Kurszlaukis, 2007; Field et al., 2008; Cas et al., 2009; Mitchell et al., 2009; White et Ross, 2011).

Les nombreux points communs entre ces systèmes permettent d'envisager le modèle phréatomagmatique pour la formation des maars-diatrèmes kimberlitiques (Lorenz 1975, 1985, 1986; Zimanowski et al., 1986; Lorenz et al., 1994; Nixon, 1995; Lorenz et Kurszlaukis, 1997; McClintock et al., 2009; White et Ross, 2011).

### **5.6.2 Modèle magmatique**

Pourtant, comme introduit dans le chapitre 1, plusieurs auteurs expliquent encore la formation des diatrèmes kimberlitiques de classe 1 par un mécanisme de fragmentation magmatique (Sparks et al., 2006; Wilson et Head, 2007; Walters et al., 2006; Cas et al., 2008a, 2008b; Skinner, 2008; Mitchell et al., 2009; Gernon et al., 2012). Le modèle magmatique se base principalement sur le fait que le magma kimberlitique est supposé riche en volatiles (CO<sub>2</sub> et H<sub>2</sub>O principalement) car il est issu de faibles taux de fusion partielle dans le manteau profond (Mitchell, 1986, Sparks et al., 2006, Wilson et Head, 2007, Wilson et al., 2007; Kjarsgaard et al., 2009a). L'éruption explosive près de la surface serait causée par l'abondance de ces volatiles. Pour certains auteurs, l'éruption serait de grande ampleur et le volcan se formerait en une seule phase, en l'espace d'une à quelques heures (Sparks et al., 2006; Wilson et Head, 2007; Cas et al., 2008a, 2008b). La fluidisation du diatrème est aussi une idée populaire (Sparks et al., 2006; Walters et al., 2006; Gernon et al., 2012).

### **5.6.3 Incohérence dans le modèle magmatique**

#### **a) Vésicularité**

Lors d'une éruption explosive magmatique à partir d'un magma mafique à intermédiaire, le matériel pyroclastique juvénile produit est typiquement riche en vésicules comme c'est le cas pour les éruptions hawaïennes et stromboliennes (Cashman et al., 2000; Vergnolle et Mangan, 2000; Vesperman et Schmincke, 2000; Lautze et Houghton, 2007).

Or, la grande majorité des fragments juvéniles contenus dans les diatrèmes kimberlitiques de classe 1 ne contiennent pas de vésicules. Cette anomalie est présentée comme une particularité du magma kimberlitique et « s'explique » uniquement par une « ébullition » des bulles de gaz dans le magma : les volatiles ont le temps de s'échapper avant d'être piégés par le refroidissement à cause du caractère « unique » du magma kimberlitique (Cas et al., 2008b).

Selon certains auteurs, le magma kimberlitique est tellement riche en volatiles que ses éruptions seraient majoritairement explosives (Wilson et Head, 2007). Or, des dykes de kimberlite cohérente sont observés et ils n'ont pas nécessairement donné des éruptions explosives (Lorenz, 1975). Une coulée de lave, vésiculaire de surcroît, a aussi été documentée à Igwisi Hills en Tanzanie (Reid et al., 1975; Mitchell, 1986; Dawson, 1994; Brown et Sparks, 2010; Brown et al., 2012b) impliquant que les magmas kimberlitiques peuvent produire des éruptions effusives. De plus, il existe d'autres types de volcans kimberlitiques, tels que des cônes (Webb et al., 2004; Brown et al., 2008; Lefebvre et Kurszlaukis, 2008) ayant parfois des fragments juvéniles vésiculaires, ce qui implique que le magma kimberlitique est capable de conserver ses bulles de gaz.

#### b) Litage mince et dykes étroits

Pour certains chercheurs (Sparks et al., 2006; Wilson et Head, 2007, Cas et al., 2008b, Porritt et Cas, 2009) la mise en place des kimberlites se fait par un unique événement éruptif de grand ampleur comme une éruption plinienne à sub-plinienne avec la formation d'une colonne éruptive maintenant l'évent ouvert. Or, le litage observé dans certains diatrèmes kimberlitiques (Kurszlaukis et Barnett, 2003; Sparks et al., 2006; Moss et al., 2008; Gernon et al., 2009), et en particulier les nombreux lits observés dans des petits édifices volcaniques kimberlitiques Holocènes en Tanzanie (Brown et al., 2012b), milite contre une telle éruption catastrophique.

Qui plus est, les éruptions pliniennes à sub-pliniennes sont majoritairement attribuées à un magma riche en volatiles mais surtout un magma très visqueux : de telles éruptions ont rarement été engendrées par un magma basaltique (Cioni et al., 2000) ce qui doit-être encore plus inconcevable pour les magmas kimberlitiques très peu visqueux. De plus, dans ce genre d'éruptions, le volume de magma impliqué est très élevé, jusqu'à  $10 \text{ km}^3$  (Cioni et al., 2000). Le volume de magma émis par l'éruption kimberlitique peut-être entre  $0,001 \text{ km}^3$  et plus de  $0,2 \text{ km}^3$  (Sparks et al., 2006) ce qui est en moyenne plus faible que les éruptions pliniennes.

De plus, dans la croûte supérieure, les dykes nourriciers des pipes de kimberlites font en général plusieurs centimètres à plusieurs mètres, mais en moyenne moins d'un mètre d'épaisseur (Gurney et Menzies, 1998; Sparks et al., 2006; Lorenz et Kurszlaukis, 2007; White et Ross, 2011) tandis que les conduits pour les plus gros volcans formés par les éruptions subplinienne à pliniennes font plusieurs mètres à plusieurs dizaines de mètres de large (Carrigan, 2000) : comment une éruption si puissante (indice d'explosivité volcanique : 4 à 8; Pyle, 2000) peut-elle se produire à partir d'un conduit restreint où le taux de magma éjecté sera plus faible?

#### 5.6.4 Modèle phréatomagmatique

Le modèle phréatomagmatique explique l'absence de vésicules dans les fragments juvéniles des diatrèmes kimberlitiques par l'interaction explosive eau-magma qui empêche totalement ou partiellement l'exsolution des volatiles. Il est aussi possible que le magma ait été dégazé avant l'explosion (Lorenz, 1975).

Qui plus est, comme expliqué dans le chapitre 4, la présence de lapillis accréionnaires et de « *armoured lapilli* » est le plus souvent caractéristique des dépôts phréatomagmatiques.

Les dépôts pyroclastiques kimberlitiques peuvent être riches en fragments lithiques (jusqu'à 90%) (Brown et al., 2008; Cas et al., 2008a, 2008b; Field et al., 2008; Gernon et al., 2008; Mitchell et al., 2009) comme les dépôts phréatomagmatiques.

Enfin, il est maintenant largement admis que les maars-diatrèmes non-kimberlitiques se forment par fragmentation phréatomagmatique. Or, étant donné la forte ressemblance entre ces maars-diatrèmes non-kimberlitiques et les diatrèmes kimberlitiques (Tableau 5.1), il est possible d'émettre l'éventualité d'une origine phréatomagmatique pour la formation des kimberlites de classe 1.

## **CHAPITRE 6 :**

### **SOMMAIRE ET CONCLUSIONS**

#### **6.1 Le volcanisme de type maar-diatrème**

Les maars-diatrèmes sont des volcans monogéniques, de composition felsique à ultramafique, qui représentent le second type de volcan subaérien le plus commun après les cônes de scories. Leur structure se divise en deux parties principales : (i) le maar qui comprend le cratère, recoupant la surface pré-éruptive, et l'anneau pyroclastique composé d'une multitude de lits d'épaisseur variable, et (ii) le diatrème, la partie souterraine plus complexe, qui à son tour se compose d'une section supérieure souvent litée et d'une partie inférieure typiquement non-litée. À la base du diatrème, de forme conique, se trouve la zone de la racine faisant le lien entre le dyke nourricier et la base du diatrème.

Il existe un consensus au sein de la communauté volcanologique internationale quant à la nature de la fragmentation menant à la formation des maars-diatrèmes non-kimberlitiques : la fragmentation phréatomagmatique qui résulte de l'interaction entre le magma ascendant et une source d'eau externe. Toutefois, une controverse demeure quant à l'origine des diatrèmes kimberlitiques. Deux principaux modèles s'affrontent : le modèle magmatique et le modèle phréatomagmatique.

#### **6.2 Problématiques, objectifs et méthodologie**

Bien que le mécanisme de fragmentation soit bien contraint pour les maars-diatrèmes non-kimberlitiques, il existe encore de nombreux points à explorer : comment le diatrème évolue-t-il? Croît-il au fur et à mesure des explosions qui avec le temps migrent en profondeur, ou bien est-ce que les explosions peuvent se dérouler à n'importe quelle profondeur, dès le début de l'éruption? La taille et la forme du maar-diatrème sont-elles influencées par la nature du substrat? Par la position et la nature des aquifères? Y a-t-il de la subsidence syn-éruptive?

Si oui, comment expliquer ce mécanisme? Une origine phréatomagmatique peut-elle expliquer la formation des diatrèmes kimberlitiques? Comment les pyroclastes sub-sphériques à sphériques, caractéristiques des diatrèmes ultramafiques, se forment-ils? Qu'est ce qu'implique leur mode de formation?

L'objectif principal de ce projet de doctorat était de mieux contraindre les processus éruptifs du volcanisme de type maar-diatrème. Il s'agit d'un vaste sujet d'étude et c'est pourquoi ce projet c'est focalisé sur (i) le contrôle potentiel de la nature du substrat sur la morphologie de ces systèmes volcaniques; (ii) la formation des pyroclastes juvéniles ultramafiques sub-sphériques à sphériques; et (iii) la subsidence syn-éruptive. Qui plus est, l'étude de diatrèmes ultramafiques en affleurement permet de faire une comparaison avec les diatrèmes kimberlitiques, plutôt connus à partir de carottes de forage ou de galeries de mines.

Afin d'atteindre ces objectifs, deux sites d'étude ont été choisis à des profondeurs d'érosion différente. Le premier site, d'âge Quaternaire et exposant les cratères et anneaux pyroclastiques, est le champ volcanique Pali Aike (PA), en Argentine. Le magma y est de composition basaltique alcaline à basanitique. Ont été décrits : (i) la morphologie des maars, avec notamment la réalisation de profils topographiques, (ii) les dépôts pyroclastiques de l'anneau pyroclastique : description des lits (épaisseur, forme, granoclassement, tri, etc.), description de la taille, de la forme, de la nature et de la texture des fragments. En fonction de la qualité des affleurements, des sections stratigraphiques ont été réalisées. Pour les études granulométriques et pétrographiques, des échantillons de dépôts pyroclastiques ont été prélevés. Pour les analyses géochimiques, des coulées de lave, des fragments juvéniles et des fragments lithiques ont été échantillonnés. Ce champ volcanique expose aussi les dépôts d'éruptions explosives magmatiques, qui ont été localement examinés.

Le second site, d'âge Éocène et exposant des diatrèmes, est le champ volcanique Missouri River Breaks (MRB) dans l'état du Montana aux États-Unis. Ces diatrèmes sont de composition ultramafique. Sur place, une étude systématique de quatre diatrèmes a été effectuée. Pour chacun, les dépôts pyroclastiques ont été décrits : structures, textures, litage présent ou non, contact entre différentes unités, failles, granoclassement, tri. Les composants ont été décrits en termes de taille, de forme, de nature et de texture. Suivant la qualité des affleurements, des sections stratigraphiques ont été effectuées dans les portions litées. Des échantillons ont été prélevés pour analyse pétrographique.

## **6.3 Principaux résultats**

### **6.3.1 Nouvelle méthode granulométrique**

Une méthode de granulométrie par traitement d'images et stéréologie a été mise au point afin d'obtenir des données granulométriques d'échantillons consolidés et surtout de pouvoir les comparer directement avec les données granulométriques obtenues par tamisage pour des échantillons non-consolidés (Chapitre 2). La granulométrie est un paramètre fondamental pour identifier les conditions de formation, de transport et de déposition des fragments produits par une éruption volcanique. Il est souhaitable de pouvoir comparer les dépôts des éruptions historiques ou récentes, typiquement meubles et tamisables, avec des dépôts plus anciens, typiquement consolidés, ce que permet la nouvelle méthode. La méthode de granulométrie par traitement d'images et stéréologie proposée ici est prometteuse, mais peut encore être améliorée.

### **6.3.2 Importance des études de terrain**

Malgré l'étude de plusieurs maars et diatrèmes un peu partout dans le monde, les descriptions restent souvent peu détaillées et hétérogènes. Il est donc nécessaire d'augmenter les connaissances sur les dépôts pyroclastiques des maars et des diatrèmes pour pouvoir les comparer avec d'autres types de dépôts de volcans monogéniques, bien documenter la variation possible à l'intérieur des dépôts pyroclastiques des maars-diatrèmes, et ultimement mieux comprendre leur formation. Ce projet a permis d'apporter de nouvelles descriptions détaillées des maars et des diatrèmes dans deux champs volcaniques distincts.

### **6.3.3 Fragmentation phréatomagmatique**

L'étude des dépôts pyroclastiques des anneaux du champ volcanique Pali Aike et des dépôts pyroclastiques des diatrèmes du champ volcanique Missouri River Breaks a permis de mettre en évidence des caractéristiques typiques d'éruptions phréatomagmatiques tels que : (i) une abondance en fragments lithiques; (ii) des fragments juvéniles non-vésiculaires à moyennement vésiculaires; (iii) des agrégats de cendres et des lapillis accréionnaires; (iv) des dépôts de courants pyroclastiques de faible densité; et (v) une fraction cendreuse abondante.

Le modèle phréatomagmatique fournit donc un cadre aux interprétations spécifiques de certains processus volcaniques.

#### **6.3.4 Tachylite, sidéromélane et vésicularité**

Au champ volcanique PA, le maar le mieux préservé qui a été visité est le maar Est du complexe des deux maars. La présence simultanée de deux types de verre volcanique, tachylite et sidéromélane (maintenant palagonitisée), et de fragments moyennement vésiculaires (jusqu'à 40%) dans les lames minces de dépôts phréatomagmatiques, révèlent une certaine complexité dans les processus éruptifs ayant conduit à la formation du maar. La seule présence de fragments juvéniles pas à peu vésiculaires est plus caractéristique des dépôts phréatomagmatiques. Toutefois, les fragments moyennement vésiculaires peuvent aussi s'y retrouver puisque l'interaction eau-magma peut intervenir à n'importe quel stade dans le cycle de vésiculation (Wilson et Walker, 1985; Houghton et Schmincke, 1986; Houghton et Wilson, 1989; Murtagh et al., 2011). Lorsque dans un même dépôt des fragments pas à peu vésiculaires côtoient des fragments vésiculaires, cela peut soit indiquer du recyclage soit que certaines parties du magma n'ont pas interagit entièrement avec la source d'eau externe impliquant que les volatiles ont pu s'exsolver un peu plus. La présence simultanée de fragments de tachylite et de sidéromélane a été documenté dans d'autres études (Taddeucci et al., 2004; Befus et al., 2008; Guilbaud et al., 2009; Schipper et al., 2011) et indique une différence dans le taux de refroidissement : la tachylite se forme par refroidissement moins rapide que la sidéromélane. La tachylite peut s'être formée lors d'un évènement magmatique mineur dans un système où la température est élevée ou bien indiquer que le magma n'a pas interagit complètement avec la source d'eau externe et s'est retrouvé dans un système suffisamment chaud pour qu'un refroidissement lent puisse opérer. La présence simultanée de tachylite et de sidéromélane dans un même dépôt pyroclastique peut donc indiquer du recyclage ou une interaction explosive hétérogène entre le magma et la source d'eau externe.

### **6.3.5 Explosions multiples et subsidence syn-éruptive**

Au champ volcanique MRB, plusieurs caractéristiques marquantes ressortent de cette étude. Tout d'abord, la présence de litage en auge dans les dépôts pyroclastiques de remplissage du diatrème à plus de 1 km de profondeur est remarquable et plutôt rare (White et Ross, 2011). Cette observation est capitale pour la formation des maars-diatrèmes du champ volcanique MRB puisque cela indique que non seulement il y a eu une succession d'explosions d'intensité variable ayant déposé lit par lit le matériel pyroclastique au fond du cratère mais qu'en plus tout ce matériel a subsidé sur de longues distances dans le diatrème pendant l'éruption. La présence de grands domaines de roche encaissante à des niveaux bien plus profonds que leur niveau d'origine est un argument de plus pour la subsidence syn-éruptive.

L'idée d'explosions multiples est aussi appuyée par la présence de colonnes de matériel pyroclastique non-lité riche en fragments juvéniles (jusqu'à 40%) grossiers recoupant les dépôts lités. Ces colonnes sont interprétées comme résultat du passage de jets de débris dans le diatrème. Ces jets n'ont pas forcément atteint la surface. Les dépôts pyroclastiques lités ont une abondance de cendres plus élevée (jusqu'à 80%) que dans les dépôts pyroclastiques non-lités (jusqu'à 32%) indiquant que les explosions ayant conduit au dépôt du matériel lité étaient plus efficaces. De plus, les dépôts pyroclastiques lités sont moins riches en fragments juvéniles (33% vs. 45% dans les lapillis et les blocs) et en fragments lithiques (jusqu'à 22%).

Bien que la subsidence syn-éruptive soit d'une grande importance au champ MRB et dans d'autres diatrèmes ailleurs dans le monde, il existe des cas où ce mécanisme semble jouer un rôle très minoritaire, ou être même absent, ce qui a des implications pour les processus éruptifs.

### **6.3.6 Pyroclastes juvéniles sub-sphériques à sphériques**

Le type dominant de fragments juvéniles dans les diatrèmes du champ MRB sont des pyroclastes sub-sphériques à sphériques, autant dans les dépôts lités que non-lités. Cette observation est d'un grand intérêt car ces pyroclastes sont caractéristiques du volcanisme ultramafique et sensés, pour plusieurs auteurs, s'être formés par fragmentation magmatique.

Or ils sont présents dans des diatrèmes dont la formation est interprétée comme étant d'origine phréatomagmatique. Des observations importantes sont qu'un tiers des pyroclastes sub-sphériques à sphériques du champ MRB n'ont pas de noyaux et que tous ces fragments sont non-vésiculaires. L'absence fréquente de noyau indique que ces pyroclastes n'ont pas besoin d'un noyau autour duquel se développer pour acquérir la forme sub-sphérique à sphérique : les effets de tension de surface suffisent. L'absence de vésicules indique que l'exsolution des volatiles a été inhibée par le contact du magma avec une source d'eau externe, ou que le magma était dégazé au moment de la fragmentation. Dans tous les cas, ces pyroclastes se sont formés par fragmentation phréatomagmatique et non à cause de l'abondance de volatiles (fragmentation magmatique). Cette interprétation s'accorde avec le modèle de formation des diatrèmes du champ volcanique MRB.

Ailleurs dans le monde, ces pyroclastes se retrouvent particulièrement dans les diatrèmes ultramafiques comme les diatrèmes kimberlitiques : étant donné que la formation de ces derniers est souvent expliquée par une fragmentation magmatique, la formation des pyroclastes sub-sphériques à sphériques a par conséquent été fréquemment interprétée selon ce modèle. Toutefois, l'absence de vésicules et les expériences en laboratoire qui confirment que ce type de particules peut s'obtenir aussi par fragmentation phréatomagmatique indiquent que ces pyroclastes peuvent se former par fragmentation phréatomagmatique.

### **6.3.7 Effets du substrat**

Les deux études de terrain ont aussi permis d'étudier l'effet de la nature du substrat sur la morphologie des maars-diatrèmes. En particulier, un substrat composé largement de matériel meuble n'a aucun effet notable sur la forme et la taille du diatrème au champ MRB, contrairement à la perception établie. L'effet sur la morphologie des cratères, par exemple au champ PA, est plus difficile à contraindre notamment parce que les modifications post-éruptives peuvent grandement affecter leur forme.

### **6.3.8 Implications pour les kimberlites**

Une comparaison entre les diatrèmes ultramafiques et les diatrèmes kimberlitiques de classe 1 montre de nombreux points communs. Ceci suggère qu'il est possible de former les diatrèmes kimberlitiques par fragmentation phréatomagmatique.

## 6.4 Suggestions pour des travaux futurs

Ce projet de doctorat a permis de confirmer certaines idées et d'apporter de nouvelles informations. Toutefois, il reste encore des sujets qui nécessitent d'être plus développés et appuyés par des expériences en laboratoire.

- Tout d'abord, il est nécessaire d'avoir une méthode robuste de granulométrie par traitement d'images et stéréologie afin de pouvoir comparer directement ces données granulométriques aux données de granulométrie obtenues par tamisage, puisque les dépôts consolidés renferment autant d'informations que les dépôts meubles et qu'ils sont souvent majoritaires dans les séquences plus anciennes. C'est pourquoi cette méthode mériterait d'être développée et améliorée; plusieurs tests ont été proposés et discutés au chapitre 5.
- Les éruptions de maar-diatrème peuvent, comme n'importe quel type d'éruption, représenter un risque pour la population (près de 10% de la population mondiale vit aux abords de volcans : Baxter, 2000) et les infrastructures. De plus, plusieurs endroits dans le monde sont susceptibles de produire des maars-diatrème comme en Turquie, dans le sud de l'Europe, La chaîne des Puys, en Allemagne, autour du Pacifique etc. (Lorenz, 2007). C'est pourquoi il est nécessaire de mieux contraindre les processus éruptifs des maars-diatrèmes en continuant les études détaillées et systématiques de tels volcans à travers le monde. Dans la mesure du possible, il faudrait systématiquement : (i) identifier les dépôts pyroclastiques non-lités et lités et faire des sections stratigraphiques dans ce dernier cas; (ii) identifier la nature des composants constituant le matériel pyroclastique; (iii) estimer les proportions; (iv) faire des analyses granulométriques des dépôts pyroclastiques meubles et consolidés; (v) analyser la forme des fragments juvéniles; (v) estimer le volume de magma émis; et enfin (vi) contraindre l'environnement tectonique et hydrogéologique régionale.
- Les vésicules dans les roches volcaniques constituent une empreinte des processus de dégazage dans les magmas : leur taille, leur arrangement spatial, leur nombre et leur forme peuvent être liés aux processus éruptifs (Shea et al., 2010). Il serait souhaitable d'étudier quantitativement les vésicules dans les fragments juvéniles des dépôts phréatomagmatiques des maars-diatrèmes,

y compris par exemple à Pali Aike, pour pouvoir les comparer à ceux d'autres types d'éruptions (Houghton et Wilson, 1989; Mangan et Cashman, 1996; Sable et al., 2006; Lautze et Houghton, 2007; Shea et al., 2010; Ross et White 2012).

- Le type de verre volcanique formé lors des éruptions volcaniques est fonction du taux de refroidissement du magma qui est un paramètre clé pour la compréhension des processus éruptifs. Il serait intéressant de le documenter dans d'autres maars et diatrèmes.
- Il existe déjà plusieurs expériences en laboratoire visant à recréer des interactions explosives phréatomagmatiques en utilisant des magmas felsiques à ultramafiques. Ces expériences sont pratiquées dans le but d'obtenir des informations qualitatives et quantitatives sur la forme et la taille des particules juvéniles produites. Il serait intéressant de faire des expériences sur la formation réelle de maar-diatrèmes en utilisant du matériel juvénile mais aussi lithique.
- Plusieurs expériences de laboratoire visent à comprendre certains aspects spécifiques de la formation de maars-diatrèmes comme les jets de débris (Ross et al., 2008a, 2008b); ces expériences pourraient être complexifiées afin de ressembler le plus possible à la nature : tester du matériel pyroclastique naturel, augmenter l'échelle, etc.
- Des expériences pourraient aussi être réalisées pour mieux comprendre le mécanisme de la subsidence syn-éruptive : il serait intéressant de faire varier notamment la nature de l'encaissant et la saturation en eau du système.
- Certaines méthodes géophysiques devraient être mieux explorées dans l'étude des maars-diatrèmes, afin d'évaluer la géométrie et la structure de ces volcans. La sismique réflexion, qui grâce à la réflexion des ondes sismiques permet de mettre en évidence des interfaces géologiques, est, par exemple, utilisée pour identifier des corps kimberlitiques et leur structure (Gendzwill et Matieshin, 1996). Dans le champ volcanique Pali Aike, les données de sismique réfraction, méthode qui utilise la propagation des ondes, ont permis de mettre en évidence le diatrème sous le lac Potrok Aike et ainsi l'identification du pendage des parois et le diamètre du diatrème dans sa partie la plus large. La sismique réflexion/réfraction est une méthode intéressante car les profils verticaux peuvent atteindre plusieurs kilomètres, ce qui est nécessaire dans l'étude des maars-diatrèmes puisqu'ils peuvent atteindre jusqu'à 2-3 km de profondeur.

En revanche, les méthodes utilisant le radar à pénétration de sol (ondes électromagnétiques) sont à proscrire car seuls les premiers mètres sous la surface sont analysés.

- Enfin, il faudrait s'intéresser à la formation des dykes sédimentaires et volcanoclastiques dans les diatrèmes tout d'abord en répertoriant les diatrèmes où ils ont été observés, en identifiant le substrat environnant, la tectonique, leur composition, et en faisant des expériences de laboratoire sur leur formation. De plus, une attention particulière devrait être portée à l'étude des lames minces de dykes sédimentaires/volcanoclastiques afin d'identifier certaines structures sédimentaires (structures de déplacements, direction de la sédimentation, biréfringence, etc.) pour mieux contraindre leur mode de mise en place (Van der Meer et al., 2009).



## RÉFÉRENCES

- Alt DD & Hyndman DW (1986) Roadside geology of Montana. Roadside geology series. Mountain Press Pub. Co., University of Michigan. 427 p.
- Alvarado GE, Soto GJ, Salani FM, Ruiz P & Hurtado de Mendoza L (2011) The formation and evolution of Hule and Río Cuarto maars, Costa Rica. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 201:342-356.
- Andrei S (1977) Propriétés hydrauliques et mécaniques des sols non saturés. *Revue Française de Géotechnique* 2:49-78.
- Arndt NT (2003) Komatiites, kimberlites, and boninites. *J. Geophys. Res.* Doi:10.1029/2002JB002157.
- Arndt NT, Boullier A-M, Clement JP, Dubois M & Schissel D (2006) What olivine, the neglected mineral, tells us about kimberlite petrogenesis. *eEarth Discuss.* 1:37-50.
- Arndt NT, Guitreau M, Boullier A-M, Le Roex A, Tommasi A, Cordier P & Sobolev A (2010) Olivine, and the origin of kimberlite. *J. Petrol.* 51(3):573-602.
- Auer A, Martin U & Németh K (2007) The Fekete-hegy (Balaton Highland Hungary) “soft-substrate” and “hard-substrate” maar volcanoes in an aligned volcanic complex - Implications for vent geometry, subsurface stratigraphy and the palaeoenvironmental setting. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 159:225-245.
- Aranda-Gómez JJ & Luhr JF (1996) Origin of the Joya Honda maar, San Luis Potosí, México. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 74:1-18.
- Baird DJ, Nelson KD, Knapp JH, Walters JJ & Brown LD (1996) Crustal structure and evolution of the Trans-Hudson orogen: results from seismic reflection profiling. *Tectonics* 15(2):416-426.
- Baker DW (1994) Montana sapphires, the value of colour. *Northwest Geology.* 32.

- Baker DW, McBride G & Dahy JP (1991) Field guide to the Little Rocky Mountains. Dans Guidebook of the central Montana alkali province (Baker DW & Berg RB, Eds), Montana Bureau of Mines and Geology, Special Publication Number 100:145-162.
- Barberi F, Macedonio G, Pareschi MT & Santacroce R (1990) Mapping the tephra fallout risk: an example from Vesuvius, Italy. *Nature* 344:142-144.
- Baruth B, Endlicher W & Hoppe P (1998) Climate and desertification processes in Patagonia. *Bamberger Geographische Schriften*. 15:307-320.
- Baxter PJ (2000) Impacts of eruptions on human health. Encyclopedia of volcanoes, Academic Press. p 1035-1043.
- Bear AN, Cas RAF & Giordano G (2009) The implications of spatter, pumice and lithic clast rich proximal co-ignimbrite lag breccias on the dynamics of caldera forming eruptions: The 151 ka Sutri eruption, Vico Volcano, Central Italy. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 181:1-24.
- Bedell P, Bertrand VJ, Brummer R, Farrow D, Gignac L-P, Gormely L, Kroon A, Magnan M, Taylor G & Therrien P (2011) Stornoway Diamond Corporation - Renard Diamond Project, NI 43-101 Technical Report.
- Befus KS, Hanson RE, Lehman TM & Griffin WR (2008) Cretaceous basaltic phreatomagmatic volcanism in West Texas: maar complex at Peña Mountain, Big Bend National Park. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 173:245-264.
- Bertotto GW, Bjerg EA & Cingolani CA (2006) Hawaiian and Strombolian style monogenetic volcanism in the extra-Andean domain of central-west Argentina *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 158:430-444.
- Biddle KT, Uliana MA, Mitchum Jr. RM, Fitzgerald MG & Wright RC (1986) The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes basin, southern South America. *Spec. Publs. int. Ass. Sediment.* 8:41-61.
- Boerner DE, Craven JA, Kurtz RD, Ross GM & Jones FW (1998) The Great Falls Tectonic Zone: suture or intracontinental shear zone? *Can. J. Earth Sci.* 35:175-183.

- Bonadonna C, Macedonio G & Sparks RSJ (2002a) Numerical modeling of tephra fallout associated with dome collapses and Vulcanian explosions: application to hazard assessment on Montserrat. Dans Druitt TH, Kokelaar BP (eds) *The eruption of Soufriere Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999. Memoir, Geological Society, London.* 517-537.
- Bonadonna C, Mayberry GC, Calder ES, Sparks RSJ, Choux C, Jackson P, Lejeune AM, Loughlin SC, Norton GE, Rose WI, Ryan G & Young SR (2002b) Tephra fallout in the eruption of Soufriere Hills Volcano, Montserrat. Dans Druitt TH, Kokelaar BP (eds) *The eruption of Soufriere Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999. Memoir, Geological Society, London.* 483-516.
- Bonadonna C & Houghton BF (2005) Total grain-size distribution and volume of tephra-fall deposits. *Bull. Volcanol.* 67:441-456.
- Boutonnet E, Arnaud N, Guivel C, Lagabrielle Y, Scalabrino B & Espinoza F(2010) Subduction of the South Chile active spreading ridge: a 17 Ma to 3 Ma magmatic record in central Patagonia (Western edge of Meseta del Lago Buenos Aires, Argentina). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 189:319-339.
- Bowen GJ, Beerling DJ, Koch PL, Zachos JC & Quattlebaum T (2004) A humid climate state during the Palaeocene/Eocene thermal maximum. *Nature* 432:495-499.
- Bradley J (1965) Intrusion of major dolerite sills. *Transactions of the Royal Society of New Zealand* 3(4):27-55.
- Brand BD, Clarke AB & Semken S (2009) Eruptive conditions and depositional processes of Narbona Pass maar volcano, Navajo volcanic field, Navajo Nation, New Mexico (USA). *Bull. Volcanol.* 71:49-77.
- Brand BD & Clarke AB (2009) The architecture, eruptive history, and evolution of the Table Rock Complex, Oregon: from Surtseyan to an energetic maar eruption. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 180:203-224.
- Brand BD & White CM (2007) Origin and stratigraphy of phreatomagmatic deposits at the Pleistocene Sinker Butte Volcano, Western Snake River Plain, Idaho. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 160:319-339.

- Breitsprecher K & Thorkelson DJ (2009) Neogene kinematic history of Nazca-Antarctic-Phoenix slab windows beneath Patagonia and the Antarctic Peninsula. *Tectonophysics* 464:10-20.
- Brett RC, Russell JK & Moss S (2009) Origin of olivine in kimberlite: phenocryst or impostor? *Lithos* 1128:201-212.
- Brown RJ & Sparks RSJ (2010) Mapping the Igwisi Hills kimberlite volcanoes, Tanzania: understanding how deep-sourced mantle magmas behave at the Earth's surface. NERC GEF Report (Loan 894, Leica 1200 GPS).
- Brown RJ & Valentine GA (soumis) Physical characteristics of kimberlite and basaltic intraplate volcanism, and implications of a biased kimberlite record. *Earth Planet. Sci. Lett.*
- Brown RJ, Gernon T, Stiefenhofer & Field M (2008) Geological constraints on the eruption of the Jwaneng Centre kimberlite pipe, Botswana. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 174:195-208.
- Brown RJ, Tait M, Field M & Sparks RSJ (2009) Geology of a complex kimberlite pipe (K2 pipe, Venetia Mine, South Africa): insights into conduit processes during explosive ultrabasic eruptions. *Bull. Volcanol.* 71:95-112.
- Brown RJ, Bonadonna C & Durant AJ (2012a) A review of volcanic ash aggregation. *Phys. Chem. Earth* 45-46:65-78.
- Brown RJ, Manyá S, Buisman I, Fontana G, Field M, Mac Niocaill C, Sparks RSJ & Stuart FM (2012b) Eruption of kimberlite magmas: physical volcanology, geomorphology and age of the youngest kimberlitic volcanoes known on earth (the Upper Pleistocene/Holocene Igwisi Hills volcanoes, Tanzania). *Bull. Volcanol.* 74:1621-1643. DOI 10.1007/s00445-012-0619-8.
- Büchel G & Lorenz V (1993) Syn-and post-eruptive mechanism of the Alaskan Ukinrek maars in 1977. Dans Negendank JFW & Zolitschka B (Ed.) Paleolimnology of European Maar Lakes. Lecture Notes dans *Earth Sci.* 49:15-60.
- Bureau of Land Management (2003) Upper Missouri River Breaks national monument analysis of the management situation, Lewistown Field Office. p 241.

- Bursik MI, Sparks RSJ, Gilbert JS & Carey SN (1992) Sedimentation of tephra by volcanic plumes: I theory and its comparison with a study of the Fogo a plinian deposit, Sao Miguel (Azores). *Bull. Volcanol.* 54:329-344.
- Büttner R & Zimanowski B (1998) Physics of thermohydraulic explosions. *Phys. Rev. E.* 57:5726-5729.
- Büttner R & Zimanowski B (2003) Phreatomagmatic explosions in subaqueous volcanism. Dans White JDL et al. (eds.) Explosive subaqueous volcanism. American Geophysical Union Geophysical Monograph. 140:51-60.
- Büttner R, Dellino P & Zimanowski B (1999) Identifying magma–water interaction from the surface features of ash particles. *Nature* 401:688-690.
- Büttner R, Dellino P, La Volpe L, Lorenz V & Zimanowski (2002) Thermohydraulic explosions in phreatomagmatic eruptions as evidenced by the comparison between pyroclasts and products from Molten Fuel Coolant Interaction experiments. *J. Geophysical. Res.* Doi:10.1029/2001JB000511.
- Büttner R, Dellino P, Raue H, Sonder I & Zimanowski B (2006) Stress-induced brittle fragmentation of magmatic melts: theory and experiments. *J. Geophysical. Res.* 111:B08204. Doi:10.1029/2005JB003958.
- Calvari S & Tanner LH (2011) The Miocene Costa Giardini diatreme, Iblean Mountains, southern Italy: model for maar-diatreme formation on a submerged carbonate platform. *Bull. Volcanol.* 73:557-576.
- Cande SC & Leslie RB (1986) Late Cenozoic tectonics of the southern Chile Trench. *J. Geophys. Res.* 91:495-520.
- Carey S & Bursik M (2000) Volcanic plumes. Encyclopedia of volcanoes, Academic Press. p 527-544.
- Carlson RW & Irving AJ (1994) Depletion and enrichment history of subcontinental lithospheric mantle: an Os, Sr, Nd and Pb isotopic study of ultramafic xenoliths from the northwestern Wyoming Craton. *Earth Planet. Sci. Lett.* 126:457-472.

- Carlson RW, Irving AJ & Hearn Jr. BC (1999) Chemical and isotopic systematics of peridotite xenoliths from the Williams kimberlite, Montana: clues to processes of lithosphere formation, modification and destruction. Dans Gurney JJ, Gurney JL, Pascoe MD & Richardson SH (Eds.), Proceedings of the 7th International Kimberlite Conference Red Roof Design, Cape Town. 90-98.
- Carlson RW, Irving AJ, Schulze DJ & Hearn Jr. BC (2004) Timing of Precambrian melt depletion and Phanerozoic refertilization events in the lithospheric mantle of the Wyoming Craton and adjacent Central Plains Orogen. *Lithos* 77:453-472.
- Carracedo Sánchez M, Sarrionandia F, Arostegui J, Larrondo E & Gil Ibarguchi JI (2009) Development of spheroidal composite bombs by welding of juvenile spinning and isotropic droplets inside a mafic eruption column. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 186:265-279.
- Carracedo Sánchez M, Arostegui J, Sarrionandia F, Larrondo E & Gil Ibarguchi JI (2010) Cryptoachneliths: hidden glassy ash in composite spheroidal lapilli. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 196:77-90.
- Carrasco-Núñez G, Ort MH & Romero C (2007) Evolution and hydrological conditions of a maar volcano (Atexcac crater, Eastern Mexico). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 159:179-197.
- Carrigan CR (2000) Plumbing systems. Encyclopedia of volcanoes, Academic Press. p 219-235.
- Cas RAF & Wright JV (1987) *Volcanic successions: modern and ancient*. Allen and Unwin, London. 528 p.
- Cas RAF, Porritt L, Pittari A & Hayman P (2008a) A new approach to kimberlite facies terminology using a revised general approach to the nomenclature of all volcanic rocks and deposits: descriptive to genetic. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 174, 226-240.
- Cas RAF, Hayman P, Pittari A & Porritt L (2008b) Some major problems with existing models and terminology associated with kimberlite pipes from a volcanological perspective, and some suggestions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 174:209-225.

- Cas RAF, Porrit L, Pittari A & Hayman P (2009) A practical guide to terminology for kimberlite facies: a systematic progression from descriptive to genetic, including a pocket guide. *Lithos* 112:183-190.
- Cashman KV, Sturtevant B, Papale P & Navon O (2000) Magmatic fragmentation. Encyclopedia of volcanoes, Academic Press. p 421-430.
- Cashman KV, Kauahikaua JP & Thornber C (1999) Cooling and crystallization of lava in open channels, and the transition of pahoehoe lava to a'a. *Bull. Volcanol.* 61:306-323.
- Cashman KV & Marsh BD (1988) Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization II. Makaopuhi lava lake. 99:292-305.
- Cassidy J, France SJ & Locke CA (2007) Gravity and magnetic investigation of maar volcanoes, Auckland volcanic field, New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 159:153-163.
- Chadwick RA (1972) Volcanism in Montana. *Northwest Geology.* 1:1-20.
- Chough SK & Sohn YK (1990) Depositional mechanics and sequences of base surges, Songaksan tuff ring, Cheju Island, Korea. *Sedimentology* 37:1115-1135.
- Chown EH & Gobieli A (1990) Clastic dykes of the Chibougamau formation: distribution and origin. *Can. J. Earth Sci.* 27:1111-1114.
- Christiansen RL, Foulger GR & Evans JR (2002) Upper-mantle origin of the Yellowstone hotspot. *Geol. Soc. Am. Bull.* 114:1245-1256.
- Cioni R, Longo A, Macedonio G, Santacroce R, Sbrana A, Sulpizio R & Andronico D (2003) Assessing pyroclastic fall hazard through field data and numerical simulations: Example from Vesuvius. *J. Geophys. Res.* 108 (B2). Doi:10.1029/2001JB000642.
- Cioni R, Marianelli P, Santacroce R & Sbrana A (2000) Plinian and subplinian eruptions. Encyclopedia of volcanoes, Academic Press. p 477-494.
- Clapperton CM (1983) The glaciations of the Andes. *Quat. Sc. Rev.* 2:83-155.
- Clement CR (1982) A comparative geological study of some major kimberlite pipes in the North Cape and Orange Free State. Thèse de doctorat non publiée, Université de Cape Town, Afrique du Sud. 432 p.

- Clement CR & Skinner EMW (1979) A textural genetic classification of kimberlitic rocks. Kimberlite. Symposium II, Cambridge. p 18-21.
- Clement CR & Skinner EMW (1985) A textural-genetic classification of kimberlites. *Trans. Geol. Soc. South Af.* 88:403-409.
- Clement CR & Reid AM (1989) The origin of kimberlite pipes: an interpretation based on a synthesis of geological features displayed by southern African occurrences. Dans Ross et al. (Eds.), Kimberlites and Related Rocks. *Geol. Soc. Aus. Sp. Pub.* 14:632-646.
- Cloos H (1941) Bau und Tätigkeit von Tuffschloten. *Geol. Rund.* 32:708-800.
- Connor CB, Hill BE, Winfrey B, Franklin NW & La Femina PC (2001) Estimation of volcanic hazards from tephra fallout. *Nat. Haz. Rev.* 2:33-42.
- Corbella H (1999) Dataciones radimétricas en Pali Aike, Patagonia Austral. *XIV congreso Geologico Argentino Actas.* Buenos Aires. 2:265-268.
- Corbella H (2002) El campo volcano-tectónico de Pali Aike. Dans Haller M (Ed.) *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz.* Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires. p 285-302.
- Corbella H, Chelotti LY & Pomposiolo C (1996) Neotectónica del rift Jurásico Austral en Pali Aike, Patagonia extrandina, Santa Cruz, Argentina. *XIII congreso geologico argentino Actas* 2:383-393.
- Corbella H, Ercolano B & Tiberi P (2009) Laguna Azul: a unique lagoon in Pali Aike Holocene eruptive terrains, Patagonia Austral, Argentina. Third International Maar Conference, Malargüe, Argentina. (Abstracts). p 17-18.
- Coronato A, Martinez O & Rabassa J (2004) Glaciations in Argentine Patagonia, southern South America. Dans Ehlers J & Gibbard PL (Eds.), *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology, Part III: South America, Asia, Africa, Australasia, Antarctica. Developments in Quaternary Science, Vol. 2c,* Amsterdam, The Netherlands (Elsevier). p 49-67.
- Corwin G & Foster HL (1959) The 1957 explosive eruption on Iwo Jima, Volcano Island. *Am. J. Sci.* 257:161-171.

- Cosgrove J (2001) Hydraulic fracturing during the formation and deformation of a basin: a factor in the dewatering of low-permeability sediments. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.* 85:737-748.
- Costa (2006) Paleosismic observations of an onshore transform boundary: the Magallanes-Fagano fault, Tierra del Fuego, Argentina. *Rev. Asoc. Geol. Argent.* 61(4):647-657.
- Costantini L, Bonadonna C, Houghton BF & Wehrmann H (2009) New physical characterization of the fontana lapilli basaltic plinian eruption, Nicaragua. *Bull. Volcanol.* 71:337–355.
- Crowe BM & Fisher RV (1973) Sedimentary structures in base-surge deposits with special reference to cross-bedding, Ubehebe craters, Death Valley, California. *Geol. Soc. Am. Bull.* 84:663-682.
- Dawson JB (1994) Quaternary kimberlitic volcanism on the Tanzanian Craton. *Contrib. Mineral. Petr.* 116:473-485.
- Dawson JB (1980) Kimberlites and their xenoliths. Springer Verlag, New York.
- Dellino P & La Volpe L (2000) Structures and grain size distribution in surge deposits as a tool for modeling the dynamics of dilute pyroclastic density currents at La Fossa di Vulcano (Aeolian Islands, Italy). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 96:57-78.
- Diehl JF, Beck Jr ME, Beske-Diehl S, Jacobson D & Hearn Jr BC (1983) Paleomagnetism of the late Cretaceous-early Tertiary north-central Montana alkali province. *J. Geophys. Res.* 88(B12):10593-10609.
- Diraison M (1998) Evolution Cénozoïque du Bassin de Magellan et tectonique des Andes Australes. Mém. Doc. Géosciences Rennes, 85. 332p.
- Diraison M, Cobbold PR, Gapais D & Rossello EA (1997) Magellan Strait: part of a Neogene rift system. *Geology* 25:703-706.
- Diraison M, Cobbold PR, Gapais D, Rossello EA & Le Corre C (2000) Cenozoic crustal thickening, wrenching and rifting in the foothills of the southernmost Andes. *Tectonophysics* 316:91-119.

- Doden AG (1996) Ultramafic lamprophyres from Porcupine Dome, east-central Montana, and their potential for diamond. Dans Jones RW & Harris RE (Eds.). Proceedings of the 32nd Annual Forum on the Geology of Industrial Minerals. Wyoming State Geological Survey, Public Information Circular 38:241-256.
- Doden AG (1997) The geology, petrology, and geochemistry of ultramafic igneous rocks from Porcupine Dome and Grassrange, central Montana. unpubl. Mém. Doc. College Station, Pennsylvania State University, 510p.
- D'Orazio M, Agostini S, Mazzarini F, Innocenti F, Manetti P, Haller MJ & Lahsen A (2000) The Pali Aike Volcanic Field, Patagonia: slab-window magmatism near the tip of South America. *Tectonophysics* 321 :407-427.
- D'Orazio M, Agostini S, Innocenti F, Haller MJ, Manetti P, Mazzarini F (2001) Slab window-related magmatism from southernmost South America: the Late Miocene mafic volcanics from the Estancia Glencross Area (~52°S, Argentina–Chile). *Lithos* 57:67–89.
- D'Orazio M, Innocenti F, Manetti P, Tamponi M, Tonarini S, González-Ferrán O, Lahsen A & Omarini R (2003) The Quaternary calc-alkaline volcanism of the Patagonian Andes close to the Chile triple junction: geochemistry and petrogenesis of volcanic rocks from the Cay and Maca volcanoes (~45°S, Chile). *J. S. Am. Earth. Sci.* 16:219-242.
- Dostal J, Breitsprecher K, Church BN, Thorkelson D & Hamilton TS (2003) Eocene melting of Precambrian lithospheric mantle: analcime-bearing volcanic rocks from the Challis-Kamloops belt of south central British Columbia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 126:303-326.
- Downey JS & Dinwiddie GA (1988) The regional aquifer system underlying the Northern Great Plains in parts of Montana, North Dakota, South Dakota, and Wyoming - summary. Regional aquifer-system analysis. U.S.G.S Professional Paper 1402-a.
- Downes PJ, Ferguson D & Griffin BJ (2007) Volcanology of the Aries micaceous kimberlite, central Kimberley Basin, Western Australia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 159:85-107.
- Downes H, McDonald R, Upton BGJ, Cox KG, Bodinier JL, Mason PRD, James D, Hill PG & Hearn Jr. BC (2004) Ultramafic xenoliths from the Bearpaw Mountains, Montana, USA:

- evidence for multiple metasomatic events in the lithospheric mantle beneath the Wyoming Craton. *J. Petrol.* 45(8):1631-1662.
- Druitt TH & Sparks RSJ (1982) A proximal ignimbrite breccia facies on Santorini, Greece. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 13:147-171.
- Dudás FÖ (1991) Geochemistry of igneous rocks from the Crazy Mountains, Montana, and tectonic models for the Montana alkalic province. *J. Geophys. Res.* 96(B8):13261-13277.
- Duke GI (2009) Black-Hills Alberta carbonatite-kimberlite linear trend: slab edge at depth? *Tectonophysics* 464:186-194.
- Field M & Scott Smith BH (1998) Textural and genetic classification schemes for kimberlite: a new perspective. Extended Abstracts, 7th International Kimberlite Conference, Cape Town. p 214-216.
- Field M & Scott Smith BH (1999) Contrasting geology and near surface emplacement of kimberlite pipes in Southern African and Canada. Dans Gurney JJ et al. (Ed.), Proc. 7<sup>th</sup> Int. Kimberlite Conf., Cape Town. 214-237.
- Field M, Stiefenhofer J, Robey J & Kurszlauskis S (2008) Kimberlite-hosted diamond deposits of southern Africa: a review. *Ore Geol. Rev.* 34:33-75.
- Fildani A & Hessler AM (2005) Stratigraphic record across a retroarc basin inversion: Rocas Verdes-Magallanes Basin, Patagonian Andes, Chile. *Geol. Soc. Am. Bull.* 117(11-12):1596-1614. Doi:10.1130/B25708.1.
- Fisher RV (1961) Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.* 72:1409-1414.
- Fisher RV (1979) Models for pyroclastic surges and pyroclastic flows. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 6(3-4):305-318.
- Fisher RV & Waters AC (1970) Base surge bed forms in maar volcanoes. *Am. J. Sci.* 268:305-318.
- Fisher RV & Schmincke HU (1984) *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag, Berlin. 472 p.

- Fisher RV, Heiken G & Hulen JB (1997) *Volcanoes: crucibles of change*. Princeton Univ. Press, Princeton, New Jersey.
- Foreman BZ, Heller PL & Clementz T (2012) Fluvial response to abrupt global warming at the Palaeocene/Eocene boundary. *Nature* Doi:10.1038/nature11513.
- Forsythe R & Prior D (1992) Cenozoic continental geology of South America and its relations to the evolution of the Chile Triple Junction. Dans Behrmann JH, Lewis SD, Musgrave RJ et al., 1992. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*. 141.
- Forsythe RD, Nelson EP, Carr MJ, Kaeding ME, Herve M, Mpodozis C, Soffia JM & Harambour S (1986) Pliocene near-trench magmatism in southern Chile: a possible manifestation of ridge collision. *Geology* 14:23-27.
- Fosdick JC, Romans BW, Fildani A, Bernhardt A, Calderón M & Graham SA (2011) Kinematic evolution of the Patagonian retroarc fold-and-thrust belt and Magallanes foreland basin, Chile and Argentina, 51°30'S. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 123(9/10):1679-1698.
- Foster DA, Mueller PA, Mogk DW, Wooden JL & Vogl JJ (2006) Proterozoic evolution of the western margin of the Wyoming craton: implications for the tectonic and magmatic evolution of the northern Rocky Mountains. *Can. J. Earth Sci.* 43:1601-1619.
- Francis P (1996) *Volcanoes. A Planetary Perspective*. Oxford University Press, Oxford, New York.
- Francis PW (1973) Cannonball bombs, a new kind of volcanic bomb from the Pacaya Volcano. Guatemala. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 84:2791-2794.
- Francis EH (1959) A volcanic vent in the Bogside Mines, Five. *Geolo. Maga.* 96:457-469.
- Freda C, Gaeta M, Kamer DB, Marra F, Renne PR, Taddeucci J, Scarlato P, Christensen JN & Dallai L (2006) Eruptive history and petrologic evolution of the Albano multiple maar (Alban Hills, Central Italy). *Bull. Volcanol.* 68: 567-591. DOI 10.1007/s00445-005-0033-6.
- Futa K & Stern CR (1988) Sr and Nd isotopic and trace element compositions of Quaternary volcanic centers of the southern Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 88:253–262.

- Gebhardt AC, De Batist M, Niessen F, Anselmetti FS, Ariztegui D, Haberzettl T, Kopsch C, Ohlendorf C & Zolitschka B (2011) Deciphering lake and maar geometries from seismic refraction and reflection surveys in Laguna Potrok Aike (southern Patagonia, Argentina). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 201:357-363.
- Gençalioglu-Kuscu G, Atilla C, Cas RAF & Kuşcu İ (2007) Base surge deposits, eruption history, and depositional processes of a wet phreatomagmatic volcano in Central Anatolia (Cora Maar). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 159:198-209.
- Gendzwill DJ & Matieshin SD (1996) Levé par sismique réflexion d'une intrusion kimberlitique dans le district de Fort-à-la-Corne, en Saskatchewan. Dans la recherche de diamants au Canada, LeCheminant AN, Richardson DG, DiLabio RNW & Richardson KA (rév. par). Commission géologique du Canada, dossier publique 3228:259-161.
- Gernon TM, Sparks SJ & Field M (2008) Degassing structures in volcanoclastic kimberlite: examples from southern African kimberlite pipes *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 174:186-194.
- Gernon TM, Gilbertson MA, Sparks RSJ & Field M (2009) The role of gas-fluidization in the formation of massive volcanoclastic kimberlite. *Lithos* 112S:439-451.
- Gernon TM, Brown RJ, Tait MA & Hincks TK (2012) The origin of pelletal lapilli in explosive kimberlite eruptions. *Nature Comm.* DOI:10.1038/ncomms1842.
- Gernon TM, Upton BGJ & Hincks TK (Soumis) Eruptive history of an alkali basaltic diatreme from Elie Ness, Fife, Scotland. *Bull. Volcanol.*
- Geshi N, Németh K & Oikawa T (2011) Growth of phreatomagmatic explosion craters: a model inferred from Suoana crater in Miyakejima Volcano, Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 201:30-38.
- Gevers TW (1928) The volcanic vents of the western Stormberg. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.* 31:43-62.
- Gevrek AI & Kazanci N (2000) A pleistocene, pyroclastic-poor maar from central Anatolia, Turkey: influence of a local fault on a phreatomagmatic eruption. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 95:309-317.

- Giachetti T (2010) Études texturales en 2D et 3D des produits des explosions volcaniennes du volcan Soufrière Hills, 1997 (Montserrat). Mém. Doc. Clermont-Ferrand, 63. 319p.
- Gilbert JS & Lane SJ (1994) The origin of accretionary lapilli. *Bull. Volcanol.* 56:398-411.
- Gorring G, Singer B, Gowers J & Kay SM (2003) Plio–Pleistocene basalts from the Meseta del Lago Buenos Aires, Argentina: evidence for asthenosphere-lithosphere interactions during slab window magmatism. *Chem. Geol.* 193:215-235.
- Gorring ML & Kay S (2001) Mantle processes and sources of Neogene slab window magmas from southern Patagonia, Argentina. *J. Petrol.* 42(6):1067-1094.
- Gorring ML, Kay MS, Zeitler PK, Ramos VA, Rubiolo D, MI Fernandez & Panza JL (1997) Neogene Patagonian plateau lavas: continental magmas associated with ridge collision at the Chile Triple Junction. *Tectonics* 16 (1):1-17.
- Graettinger AH, Skilling IP, McGarvie D & Höskuldsson Á (2012) Intrusion of basalt into frozen sediments and generation of Coherent-Margined Volcaniclastic Dikes (CMVDs). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 217-218:30-38.
- Guilbaud MN, Siebe C, & Agustín-Flores J (2009) Eruptive style of the young high-Mg basaltic-andesite Pelagatos scoria cone, southeast of México City. *Bull. Volcanol.* 71:859–880.
- Guivel C, Morata D, Pelleter E, Espinoza F, Maury RC, Lagabrielle Y, Polvé M, Bellon H, Cotten J, Benoit M, Suárez M & de la Cruz R (2006) Miocene to late Quaternary Patagonian basalts (46-47°S): geochronometric and geochemical evidence for slab tearing due to active spreading ridge subduction. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 149:346-370.
- Gurney JJ & Menzies AH (1998) Small mines field guide. Seventh International Kimberlite Conference, Cape Town. p 40.
- Haberzettl T, Corbella H, Fey M, Janssen S, Lücke A, Mayr C, Ohlendorf C, Schäbitz F, Schleser GH, Wille M, Wulf S & Zolitschka B (2007) Lateglacial and Holocene wet-dry cycles in southern Patagonia: chronology, sedimentology and geochemistry of a lacustrine record from Laguna Potrok Aike, Argentina. *The Holocene* 17(3):297-310.

- Haller MJ & Németh K (2006) Architecture and pyroclastic succession of a small Quaternary (?) maar in the Pali Aike volcanic field, Santa Cruz, Argentina. *Z. Dt. Ges. Geowiss.* 157(3):467-476. DOI:10.1127/1860-1804/2006/0157-0467.
- Haller MJ, de Wall H, Martin U & Nemeth K (2006) Understanding the evolution of maar craters, ICDP-Workshop PASADO, Potrok Aike Lake Sediment Archive Drilling Project. *Terra Nostra* 2006-1, p. 58.
- Hawthorne (1975) Model of a kimberlite pipe. Dans Ahrens LH, Dawson JB, Duncan AR & Erlank AJ (Eds.) *Physics and Chemistry of the Earth* Pergamon Press. p 15.
- He S, Kyser TK & Caldwell WGE (2005) Paleoenvironment of the western interior seaway inferred from  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  values of molluscs from the Cretaceous Bearpaw marine cyclothem. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 217:67-85.
- Hearn Jr. BC (1968) Diatremes with kimberlitic affinities in north-central Montana. *Science* 159:622-625.
- Hearn Jr. BC (1979) Preliminary map of diatremes and alkali ultramafic intrusions, Missouri River Breaks and vicinity, North-central Montana. USGS, Open File Report 79-1128, scale 1:125,000.
- Hearn Jr. BC (2004) The Homestead kimberlite, central Montana, USA: mineralogy, xenocrysts, and upper-mantle xenoliths. *Lithos* 77:473-491.
- Hearn Jr. BC (1999) Peridotite xenoliths from Porcupine Dome, Montana, USA: depleted subcontinental lithosphere samples in an olivine-phlogopite-carbonate magma. Dans Gurney JJ, Gurney JL, Pascoe MD & Richardson SH (Eds.), Proc. 7th Internat. Kimberlite Conf., Dawson Volume. Red Roof Design, Cape Town. 353-360.
- Hearn Jr. BC (2012) Missouri River Breaks diatremes, Montana, USA. Hopi Buttes volcanic field workshop. Résumé.
- Hearn Jr. BC, Dudas FO, Egglar DH, Hyndman DW, O'Brien HE, McCallum IS, Irving AJ & Berg RB (1989). Montana high-potassium igneous province. 28th International Geological Congress, Field Trip Guidebook T346. *Am. Geophys. Union*. Washington D.C. p 86.

- Heiken GH (1971) Tuff rings: examples from the Fort Rock-Christmas lake valley basin South-Central Oregon. *J. Geophys. Res.* 76(23):5615-5626.
- Heiken G (1972) Morphology and Petrography of Volcanic Ashes. *Geol. Soc. Am. Bull.* 83:1961-1988.
- Heiken G (1974) An atlas of volcanic ash. *Smithsonian Contributions to Earth Science.* 12:1-101.
- Heiken G (1978) Characteristics of tephra from cinder cone, Lassen volcanic national park, California. *Bull. Volcanol.* 41:119-130.
- Hervé F, Fanning CM & Pankhurst RJ (2003) Detrital zircon age patterns and provenance of the metamorphic complexes of southern Chile. *J. South Am. Earth Sci.* 16:107-123.
- Hervé F, Pankhurst RJ, Fanning CM, Calderón M & Yaxley GM (2007) The South Patagonian Batholith: 150 my of granite magmatism on a plate margin. *Lithos* 97:373-394.
- Higgins MD (2009) The Cascadia megathrust earthquake of 1700 may have rejuvenated an isolated basalt volcano in western Canada: age and petrographic evidence. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 179:149-156.
- Houghton BF & Schmincke HU (1986) Mixed deposits of simultaneous strombolian and phreatomagmatic volcanism: Rothenberg volcano, East Eifel Volcanic Field. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 30:117-130.
- Houghton B & Wilson CJN (1989) A vesicularity index for pyroclastic deposits. *Bull. Volcanol.* 51:451-462.
- Houghton BF & Smith RT (1993) Recycling of magmatic clasts during explosive eruptions: estimating the true juvenile content of phreatomagmatic volcanic deposits. *Bull. Volcanol.* 55:414-420.
- Houghton BF, Wilson CJM & Smith IEM (1999) Shallow-seated controls on styles of explosive basaltic volcanism: a case study from New Zealand). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 91:97-120.

- Illies H (1959) Die Entstehungsgeschichte eines Maares in Siidchile (Ein aktuogeologischer Beitrag zum Problem des Maar-Vulkanismus). *Geol. Rtmdschau.* 48:232-247.
- Irving AJ & Hearn BC (2003) Alkalic rocks of Montana: kimberlites, lamproites, and related magmatic rocks. Dans Guidebook prepared for the VIIIth International Kimberlite Conference, Montana Field Trip 16-21 June 2003.
- Jolly RJH & Lonergan L (2002) Mechanisms and control on the formation of sand intrusions. *J. Geol. Soc.* 159:605-617.
- Junqueira-Brod TC, Brod JA, Thompson RA & Gibson SA (1999) Spinning droplets - a conspicuous lapilli-size structure in kamafugitic diatremes of southern Goiás, Brazil. *Revista Brasileira de Geociencias* 29(3):437-440.
- Junqueira-Brod TC, Brod JA, Gaspar JC & Jost H (2004) Kamafugitic diatremes: facies characterization and genesis - examples from the Goia's Alkaline Province, Brazil. *Lithos* 76:261-282.
- Junqueira-Brod TC, Gaspar JC, Brod JA & Vasconcelos Kafino C (2005) Kamafugitic diatremes: their textures and field relationships with examples from the Goia's alkaline province, Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 18:337-353.
- Karatson D, Sztano O, Telbisz T (2002) Preferred clast orientation in volcanoclastic mass-flow deposits: application of a new photostatistical method. *J. Sed. Res.* 72:823-835.
- Kay SM, Ramos VA & Marques M (1993) Evidence in Cerro Pampa volcanic rocks for slab-melting prior to ridge-trench collision in southern South America. *J. Geol.* 101:703-714.
- Kay SM, Gorrington M & Ramos VA (2004) Magmatic sources, setting and causes of Eocene to Recent Patagonian plateau magmatism (36°S to 52°S latitude). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59(4):556-568.
- Kay SM, Ardolino AA, Gorrington ML & Ramos VA (2007) The Somuncura large igneous province in Patagonia: interaction of a transient mantle thermal anomaly with a subducting slab. *J. Petrol.* 48(1):43-77.

- Keller GR, Hills JM, Baker MR & Wallin ET (1989) Geophysical and geochronological constraints on the extent and age of mafic intrusions in the basement of west Texas and eastern New Mexico. *Geology* 17(11):1049-1052.
- Kempton PD, Hawesworth CJ, Lopez-Escobar L, Pearson DG & Ware AG (1999) Spinel ±garnet lherzolite xenoliths from Pali Aike, Part 2: trace element and isotopic evidence on the evolution of lithospheric mantle beneath southern Patagonia. Dans Gurney JJ, Gurney JL, Pascoe MD & Richardson SH (Eds) Dawson TJB Volume, Proceedings of the 7th International Kimberlite Conference. CapeTown: Red Roof Design. p 415-428.
- Kienle J, Kyle PR, Self S, Motyka R & Lorenz V (1980) Ukinrek Maars, Alaska, I. Eruption sequence, petrology and tectonic setting. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 7:11-37.
- Kjarsgaard BA (2007) Kimberlite diamond deposits. Dans Goodfellow WD (Ed.) Mineral deposits of Canada: a synthesis of major deposit types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods. *Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication 5:245-272.*
- Kjarsgaard BA, Pearson DG, Tappe S, Nowell GM & Dowall DP (2009a) Geochemistry of hypabyssal kimberlites from Lac de Gras, Canada: comparisons to a global database and applications to the parent magma problem. *Lithos* 112:236-248.
- Kjarsgaard BA, Harvey S, McClintock M, Zonneveld JP, Du Plessis P, McNeil D & Heaman L (2009b) Geology of the Orion south kimberlite, Fort à la Corne, Canada. *Lithos* 112S:600-617.
- Klepeis KA (1994) The Magallanes and Deseado fault zones: major segments of the South American-Scotia transform plate boundary in southernmost South America, Tierra del Fuego. *J. Geoph. Res.* 99(B11):22,001-22,014.
- Kokelaar BP (1986) Magma-water interactions in subaqueous and emergent basaltic volcanism. *Bull. Volcanol.* 48:275-290.
- Kurszlaukis S & Lorenz V (1997) Volcanological features of low-viscosity melt: carbonatitic Gross Brukkaros Volcanic Field, Namibia. *Bull. Volcanol.* 58:421-431.

- Kurszlaukis S & Barnett WP (2003) Volcanological and structural aspects of the Venetia Kimberlite Cluster - a case study of South African kimberlite maar-diatreme volcanoes. *S. Afr. J. Geol.* 106:145-172.
- Kurszlaukis S & Lorenz V (2008) Formation of « Tuffisitic Kimberlites » by phreatomagmatic processes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 174:68-80.
- Kurszlaukis S, Büttner R, Zimanowski B & Lorenz V (1998a) On the first experimental phreatomagmatic explosion of a kimberlite melt. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 80:323-326.
- Kurszlaukis S, Franz L & Lorenz V (1998b) On the volcanology of the Gibeon Kimberlite Field, Namibia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 84:257-272.
- Kurszlaukis S, Lorenz V & Franz L (1998c) Gibeon Kimberlite Province. Dans Reid DL (Ed.), Namibia Field Excursion Guide: 7<sup>th</sup> International Kimberlite Conference, Cape Town. 43-51.
- Kurszlaukis S Mahotkin I, Rotman AY, Kolesnikov GV & Makovchuk (2009) Syn- and post-eruptive volcanic processes in the Yubileynaya kimberlite pipe, Yakutia, Russia, and implications for the emplacement of South African-style kimberlite pipes. *Lithos* 112S:579-591.
- Kwon CW & Sohn YK (2008) Tephra-filled volcanic neck (diatreme) of a mafic tuff ring at Maegok, Miocene Eoil Basin, SE Korea. *Geosci. J.* 12(4):317-329. DOI 10.1007/s12303-008-0032-7.
- Lautze NC & Houghton BF (2007) Linking variable explosion style and magma textures during 2002 at Stromboli volcano, Italy. *Bull. Volcanol.* 69:445-460. DOI:10.1007/s00445-006-0086-1
- Lefebvre N & Kurszlaukis S (2008) Contrasting eruption styles of the 147 Kimberlite, Fort à la Corne, Saskatchewan, Canada. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 174:171-185.
- Lefebvre N, White JDL, Kjarsgaard BA & Ross P-S (2012) Macro- and micro-characterization of multiple lower diatreme conduit remnants: implications for maar-diatreme formation. Dans Forth International Maar Conference, Auckland, New Zealand.

- Lefebvre N, White JDL & Kjarsgaard BA (soumis) Unbedded diatreme deposits reveal maar-diatreme-forming eruptive processes: Standing Rocks West, Hopi Buttes, Navajo Nation, USA.
- Levi T, Weinberger R, Eyal Y, Lyakhovsky V & Heifetz E (2008) Velocities and driving pressures of clay-rich sediments injected into clastic dykes during earthquakes. *Geophys. J. Int.* 175:1095-1107.
- Linares E & Gonzales R (1990) Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina 1957-1987. *Asociación Geológica Argentina. Publicaciones Especiales Serie B.N 19*, 629p.
- Lirer & Vinci A (1991) Grain-size distributions of pyroclastic deposits. *Sedimentology* 38:1075-1083.
- Lloyd E & Stoppa F (2003) Pelletal lapilli in diatrèmes - some inspiration from the Old Masters. *Geolines* 15:65-71.
- Lorenz V (1973) On the formation of maars. *Bull. Volcanol.* 37:183-203.
- Lorenz V (1974) Vesiculated tuffs and associated features. *Sedimentology* 21:273-291.
- Lorenz V (1975) Formation of phreatomagmatic maar-diatreme volcanoes and its relevance to kimberlite diatremes. *Phys. Chem. Earth* 9:17-27.
- Lorenz V (1979) Phreatomagmatic origin of the olivine melilitite diatremes of the Swabian Alb, Germany. Dans Boyd FR & Meyer HOA (Eds.) *Kimberlites, diatremes and diamonds: their geology, petrology and geochemistry. Washington, American Geophysical Union.* 354-363.
- Lorenz V (1985) Maars and diatremes of phreatomagmatic origin: a review. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.* 88:459-470.
- Lorenz V (1986) On the growth of maars and diatremes and its relevance to the formation of tuff rings. *Bull. Volcanol.* 48:265-274.
- Lorenz V (1987) Phreatomagmatism and its relevance. *Chem. Geol.* 62:149-156.

- Lorenz V (2000) Formation of maar-diatreme volcanoes. *Terra Nostra* 2000/6. International Maar Conference, Daun/Vulkaneifel. 284-291.
- Lorenz V (2003) Maar-diatreme volcanoes, their formation, and their setting in hard-rock or soft-rock environments. *GeoLines* 15.
- Lorenz V (2007) Syn- and posteruptive hazards of maar-diatreme volcanoes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 159:285-312.
- Lorenz V (2008) Explosive maar-diatreme volcanism in unconsolidated water-saturated sediments and its relevance for diamondiferous pipes. *Zeitschrift der Deutschen Gemmologischen Gesellschaft* 57:41-60.
- Lorenz V & Zimanowski B (1984) Fragmentation of alkali-basaltic magmas and wall-rocks by explosive volcanism. *Ann. Sci. Univ. Clermont-Fd. II.* 74:15-25.
- Lorenz V & Kurszlaukis S (1997) On the last explosions of carbonatite pipe G3b, Gross Brukkaros, Namibia. *Bull. Volcanol.* 59:1-9.
- Lorenz V & Kurszlaukis S (2007) Root zone processes in the phreatomagmatic pipe emplacement model and consequences for the evolution of maar-diatreme volcanoes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 159:4-32.
- Lorenz V & Zimanowski B (2008) Volcanology of the West Eifel maars and its relevance to the understanding of kimberlite pipes (fieldtrip guidebook). *Ninth International Kimberlite Conference, Frankfurt am Main, Allemagne.* 84 p.
- Lorenz V, McBirney AR & Williams H (1970) An investigation of volcanic depressions: Part III. Maars, tuff rings, tuff-cones and diatremes. NASA Progress Rpt. (NGR-38-003 012), Houston, Texas. p 198.
- Lorenz V, Zimanowski B & Fröhlich G (1994) Experiments on explosive basic and ultrabasic, ultramafic, and carbonatitic volcanism. Proc. 5th Int. Kimb. Conf., Araxa \_Brazil., *CPRM Spec. Publ.* 1:270-284.

- Lorenz V, Kurszlaukis S, Stachel T & Stanistreet IG (1997) Volcanology of the carbonatitic Gross Brukkaros Volcanic Field, Namibia. 6th International Kimberlite Conference, Novosibirsk, Russia, Conference Proceedings. Russian Geology and Geophysics, (en anglais et russe). 38:40-49.
- Lorenz V, Zimanowski B, Büttner R & Kurszlaukis S (1999a) Discussion on the formation of kimberlite pipes: the phreatomagmatic model. CEV, Newsletter IAVCEI.
- Lorenz V, Zimanowski B, Büttner R & Kurszlaukis S (1999b) Formation of kimberlite diatrèmes by explosive interaction of kimberlite magma and groundwater: field and experimental aspects. Dans Gurney JJ, Gurney JL, Pascoe MD, Richardson SH: Proc. VIIth Int. kimberlite Conf., Cape Town, South Africa. 2:522-528.
- Lorenz V, Zimanowski B & Büttner R (2002) On the formation of deep-seated subterranean peperite-like magma–sediment mixtures. *J. Volcanol. Geotherm Res.* 114:107-118.
- Macdonald R, Upton BGJ, Collerson KD, Hearn BC Jr & James D (1992) Potassic mafic lavas of the Bearpaw Mountains, Montana: mineralogy, chemistry, and origin. *J. Petrol.* 33(2):305-346.
- Madsen JK, Thorkelson DJ, Friedman RM & Marshall DD (2006) Cenozoic to Recent plate configurations in the Pacific Basin: ridge subduction and slab window magmatism in western North America. *Geosphere* 2(1):11-34.
- Maltman A (1994) The Geological Deformation of Sediments. Chapman and Hall, Cambridge.
- Mangan MT (1990) Crystal size distribution systematics and the determination of magma storage times: The 1959 eruption of Kilauea volcano. Hawaii. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 44:295-302.
- Mangan MT & Cashman KV (1996) The structure of basaltic scoria and reticulite and inferences for vesiculation, foam formation, and fragmentation in lava fountains. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 73:1-18.
- Marsh BD (1998) On the interpretation of crystal size distributions in magmatic systems. *J. Petrol.* 39:553-600.

- Martín-Serrano A, Vegas J, García-Cortés A, Galán L, Gallardo-Millán JL, Martín-Alfageme S, Rubio FM, Ibarra PI, Granda A, Pérez-González & García-Lobón JL (2009) Morphotectonic setting of maar lakes in the Campo de Calatrava Volcanic Field (Central Spain, SW Europe). *Sed. Geol.* 222:52-63.
- Marvin RF, Hearn Jr. BC, Mehnert HH, Naeser CW, Zartman RE & Lindsey DA (1980) Late Cretaceous-Paleocene-Eocene igneous activity in North-Central Montana. *Isochron West* 29(3):5-25.
- Marvin RF, Witkind IJ, Keefer WR & Mehnert HR (1973) Radiometric ages of intrusive rocks in the Little Belt Mountains, Montana. *Geol. Soc. Am. Bull.* 84:1977-1986.
- Mattsson HB & Höskuldsson A (2011) Contemporaneous phreatomagmatic and effusive activity along the Hverfjall eruptive fissure, north Iceland: eruption chronology and resulting deposits. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 201:241-252.
- Mayr C, Wille M, Haberzettl T, Fey M, Janssen S, Lücke A, Ohlendorf C, Oliva G, Schäbitz F, Schleser GH & Zolitschka B (2007) Holocene variability of the Southern Hemisphere westerlies in Argentinean Patagonia (52°S). *Quat. Sci. Rev.* 26:579–584.
- Mazzarini F & D’Orazio M (2003) Spatial distribution of cones and satellite-detected lineaments in the Pali Aike Volcanic Field (southernmost Patagonia): insights into the tectonic setting of a Neogene rift system. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 125:291-305.
- McCallum ME (1976) An emplacement model to explain contrasting mineral assemblages in adjacent kimberlite pipes. *J. Geol.* 84:673-684.
- McClintock M & White JDL (2006) Large phreatomagmatic vent complex at Coombs Hills, Antarctica: wet, explosive initiation of flood basalt volcanism in the Ferrar-Karoo LIP. *Bull. Volcanol.* 68:215-239.
- McClintock M, Marsh JS & White JDL (2008a) Compositionally diverse magmas erupted close together in space and time within a Karoo flood basalt crater complex. *Bull. Volcanol.* 70:923-946.

- McClintock M, White JDL, Houghton BF & Skilling IP (2008b) Physical volcanology of a large crater-complex formed during the initial stages of Karoo flood basalt volcanism, Sterkspruit, Eastern Cape, South Africa. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 172:93-111.
- McClintock M, Ross PS & White JDL (2009) The importance of the transport system in shaping the growth and form of kimberlite volcanoes. *Lithos* 112:465-472.
- McDonald GA (1973) Geological prospects for development of Geotherm energy in Hawaii. *Pac. Sci.* 27(3):209-219.
- Meglioli A (1992) Glacial geology and chronology of southernmost Patagonia and Tierra del Fuego, Argentina and Chile. Unpublished PhD dissertation, Lehigh university, Bethlehem Pennsylvania, USA.
- Menichetti M, Lodolo E & Tassone A (2008) Geometries and kinematics of the Magallanes-Fagnano transform system, a major segment of the South America-Scotia plate boundary. SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU2008-A-10121.
- Mercer JH (1976) Glacial history of southernmost South America. *Quat. Res.* 6:125-166.
- Meyer HOA (1985) Genesis of diamond: a mantle saga. *Am. Mineral.* 70:344-355.
- Miall AD (2009) Initiation of the Western Interior foreland basin. *Geology* 33:383-384.
- Miall AD, Catuneanu O, Vakarelov BK & Post R (2008) The western interior basin. Dans The sedimentary basins of the United States and Canada. *Sedimentary Basins of the world.* 5:339-362.
- Miller JA & Appel CL (1997) Ground water atlas of the United States. USGS. p 300.
- Mirnejad H & Bell K (2006) Origin and source evolution of the Leucite Hills lamproite: evidence from Sr-Nd-Pb-O isotopic compositions. *J. Petrol.* 47:2463-2489.
- Mitchell RH (1986) *Kimberlites: Mineralogy, Geochemistry and Petrology*. Plenum Press, New York. 442 p.
- Mitchell RH (1995) *Kimberlites, orangeites, and related rocks*. Plenum Press, New York. 410 p.

- Mitchell RH (1997) Kimberlite, Orangeites, Lamproites, Melilitites, and Minettes: a Petrographic Atlas. Almaz Press Inc. 243 p.
- Mitchell RH, Skinner EMW & Scott Smith BH (2009) Tuffisitic kimberlites from the Wesselton Mine, South Africa: mineralogical characteristics relevant to their formation. *Lithos* 112S:452-464.
- Moore JG (1967) Base Surge in Recent Volcanic Eruptions. *Bull. Volcanol.* 30:337-363.
- Moore JG, Kasuaki N & Alcaraz A (1966) The 1965 eruption of Taal volcano. *Science* 151(3713):955-960.
- Morrissey M, Zimanowski B, Wohletz K & Büttner R (2000) Phreatomagmatic fragmentation. Encyclopedia of volcanoes, Academic Press. 431-445.
- Moss S, Russell JK & Andrews GDM (2008) Progressive infilling of a kimberlite pipe at Diavik, Northwest Territories, Canada: insights from volcanic facies architecture, textures, and granulometry. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 174:103-116.
- Müller G & Veyl G (1957) The birth of Ni lahue, a new maar type volcano of Rininahue, Chile: Internat. Geol. Congress 20th, Mexico City, 1956, Rept. sec. 1:375-395.
- Murtagh RM, White JDL & Sohn YK (2011) Pyroclast textures of the Ilchulbong “wet” tuff cone, Jeju Island, South Korea. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 201:385-396.
- Naidoo P, Stiefenhofer J, Field M & Dobbe R (2004) Recent advances in the geology of Koffiefontein Mine, Free State, South Africa. *Lithos* 76:161-182.
- Nairn IA (1979) Rotomahana-Waimangu eruption, 1886 AD: base surge and basalt magma. *N. Z. J. Geol. Geophys.* 22(3):363-378.
- Nelson WJ (1995) Basement control of recurrent faulting, central Montana. Basement Tectonics, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht. 10:265-282.
- Németh K, Cronin SJ (2007) Syn- and post-eruptive erosion, gully formation, and morphological evolution of a tephra ring in tropical climate erupted in 1913 in West Ambrym, Vanuatu. *Geomorphology* 86:115-130.

- Németh K & Martin U (2007) Shallow sill and dyke complex in western Hungary as a possible feeding system of phreatomagmatic volcanoes in “soft-rock” environment. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 159:138-152.
- Németh K, Martin U & Harangi Sz (2001) Miocene phreatomagmatic volcanism at Tihany (Pannonian Basin, Hungary). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 111:111-135.
- Németh K, Martin U, Haller MJ & Alric VI (2007) Cenozoic diatreme field in Chubut (Argentina) as evidence of phreatomagmatic volcanism accompanied with extensive Patagonian plateau basalt volcanism. *Episodes, J. Inter. Geosc.* 30(3):217-223.
- Németh K, Haller MJ, Martin U, Risso C & Massaferro G (2008) Morphology of lava tumuli from Mendoza (Argentina), Patagonia (Argentina), and Al-Haruj (Libya). *Z. Geomorph. N. F.* 52(2):181-194.
- Németh K, Cronin SJ, Haller MJ, Brenna M & Csillag G (2010) Modern analogues for Miocene to Pleistocene alkali basaltic phreatomagmatic fields in the Pannonian Basin: “soft-substrate” to “combined” aquifer controlled phreatomagmatism in intraplate volcanic fields. *Cent. Eur. J. Geosci.* 2(3):339-361.
- Ngwa Suh CE & Devey CW (2010) Phreatomagmatic deposits and stratigraphic reconstruction at Debunscha Maar (Mt Cameroon volcano). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 192:201-211.
- Nixon PH (1995) The morphology and nature of primary diamondiferous occurrences. *J. Geochem. Explor.* 53:41-71.
- Nixon PH (Ed.) (1973) *Lesotho kimberlites*. Lesotho National development Corporation, Maseru, Lesotho. 350 p.
- Nowicki T, Crawford B, Dyck D, Carlson J, McElroy R, Oshust P & Helmstaedt H (2004) The geology of kimberlite pipes of the Ekati property NWT, Canada. Proceedings of the 8th International Kimberlite Conference. *Lithos* 76:1-27.
- O'Brien HE, Irving AJ, McCallum IS & Thirlwall MF (1995) Strontium, neodymium, and lead isotopic evidence for the interaction of post-subduction asthenospheric potassic mafic magmas of the Highwood Mountains, Montana, USA, with ancient Wyoming craton lithospheric mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta* 59:4539-4556.

- O'Brien HE, Irving AJ & McCallum IS (1991) Eocene potassic magmatism in the Highwood Mountains, Montana: petrology, geochemistry, and tectonic implications. *J. Geophys. Res.* 96:13237-13260.
- Ollier CD (1967) Maars: their characteristics, varieties, and definition. *Bull. Volcanol.* 31:45-73.
- Ollier CD (1974) Phreatic eruptions and maars. Dans Civetta L, Gasparini P, Luongo G & Rapolla A (Eds.), *Physical Volcanology : Developments in Solid Earth. Geophysics* 6:289-311.
- O'Neill JM & Lopez DA (1985) Character and regional significance of Great Falls Tectonic Zone, east-central Idaho and west-central Montana. *Am. Assoc. Pet. Geologists Bull.* 69:437-447.
- Ort MH, Neal CA, McConnel VS, Wohletz KH, Duffield WA & Lescinsky DT (1993) Effects of prevailing wind on the distribution of surge and fallout deposits at Ukinrek Maars, Alaska. *EOS Trans. Am. Geophys. Union* 74:639.
- Ort MH, Wohletz KH, Hooten JA, Neal CA & McConnel VS (2000) The Ukinrek Maars eruption, Alaska, 1977: a natural laboratory for the study of phreatomagmatic processes at maars. *Terra Nostra* 2000/6, Int. Maar Conf., Daun/Vulkaneifel, Ext. Abstr. 396-400.
- Ort MH & Carrasco-Núñez G (2009) Lateral vent migration during phreatomagmatic and magmatic eruptions at Tecuitlapa Maar, east-central Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 181:67-77.
- Pankhurst RJ, Riley RR, Fanning CM & Kelley SP (2000) Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. *J. Petrol.* 41(5):605-625.
- Pardo N, Macias JL, Giordano G, Cianfarra P, Avellán DJ & Bellatreccia F (2009) The ~1245 yr BP Asososca maar eruption: The youngest event along the Nejapa–Miraflores volcanic fault, Western Managua, Nicaragua. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 184:292-312.
- Paulick H, Ewen C, Blanchard C & Zöller L (2008) The Middle-Pleistocene (~ 300 ka) Rodderberg maar-scoria cone volcanic complex (Bonn, Germany): eruptive history, geochemistry, and thermoluminescence dating. DOI 10.1007/s00531-008-0341-0.

- Peterson NV & Groh EA (1963) Recent volcanic landforms in central Oregon. The Ore Bin. Oregon dept. *Geology and Mineral Industries* 25(3):33-45.
- Peterson NV & Groh EA (1961) Hole-in-the-ground, central Oregon. Meteorite crater or volcanic explosion? The Ore Bin. 23:95-100.
- Peterson DL & Rambo WL (1967) Principal facts for gravity stations in the Bearpaw Mountains and vicinity, Montana. *USGS Bull.* 237. 208p.
- Pioli L, Erlund E, Johnson E, Cashman K, Wallace P, Rosi M & Delgado Granados H (2008) Explosive dynamics of violent Strombolian eruptions: The eruption of Parícutin Volcano 1943-1952 (Mexico). *Earth Planet. Sci. Lett.* 271:359:368.
- Pirrung M, Büchel G, Lorenz V & Treutler HC (2008) Post-eruptive development of the Ukinrek East Maar since its eruption in 1977 A.D. Dans the periglacial area of south-west Alaska. *Sedimentology* 55:305-334.
- Pirrung M, Büchel G & Jacoby W (2001) The Tertiary volcanic basins of Eckfeld, Enspel and Messel (Germany). *Z. deut. Geol. Ges.* 152:27-59.
- Pittari A, Cas RAF, Lefebvre N, Robey J, Kurszlauskis S & Webb K (2008) Eruption processes and facies architecture of the Orion Central kimberlite volcanic complex, Fort à la Corne, Saskatchewan; kimberlite mass flow deposits in a sedimentary basin. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 174:152-170.
- Porritt LA & Cas RAF (2009) Reconstruction of a kimberlite eruption, using an integrated volcanological, geochemical and numerical approach: a case study of the Fox Kimberlite, NWT, Canada. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 179(3-4):241-264.
- Porritt LA, Cas RAF & Crawford BB (2008) In-vent column collapse as an alternative model for massive volcanoclastic kimberlite emplacement: An example from the Fox kimberlite, Ekati Diamond Mine, NWT, Canada. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 174:90-102.
- Porter KW & Wilde EM (2001) Geologic map of the Zortman 30' x 60' quadrangle central Montana. Montana Bureau of Mines and Geology Open File Report MBMG 438.
- Prata G (2012, en révision) Complex eruption style and deposit changes during the evolution of the late Pleistocene Tower Hill maar-scoria cone Volcanic Complex, Newer Volcanics

Province, Victoria, Australia : Melbourne, Australia, Monash University. Mémoire de maîtrise.

Proussevitch AA & Sahagian DL (2001) Recognition and separation of discrete objects within complex 3D voxelized structures. *Comput. Geosci.* 27:441-454.

Pyle DM (2000) Sizes of volcanic eruptions. *Encyclopedia of volcanoes*, Academic Press. p 263-269.

Ramos VA (1989) Andean foothills structures in northern Magallanes basin, Argentina. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.* 73(7):897-903.

Ramos VA & Kay SM (1992) Southern Patagonian plateau basalts and deformation: backarc testimony of ridge collisions. *Tectonophysics* 205:261-282.

Ramos VA & Folguera A (2011) Payenia volcanic province in the southern Andes: an appraisal of an exceptional Quaternary tectonic setting. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 201:53-64.

Raue H (2004) A new model for the fracture energy budget of phreatomagmatic explosions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 129:99-108.

Reid M, Donaldson CH, Dawson JB, Brown RW & Ridley WI (1975) The Igwisi Hills extrusive "kimberlites". *Phys. Chem. Earth* 9:199-218.

Ribeiro C & Terrinha P (2007) Formation, deformation and certification of systematic clastic dykes in a differentially lithified carbonate multilayer. SW Iberia, Algarve Basin, Lower Jurassic. *Sed. Geol.* 196:201-215.

Richardson JF (1971) Incipient fluidization and particulate systems. Dans Davidson JF, Harrison D (Eds.), *Fluidization*. Academic Press, London. p 25-64.

Risso C, Németh K & Nullo F (2009) Field guide Payún Matru and Llanquanelo volcanics fields, Malargüe - Mendoza. Third International Maar Conference, April 14-17, 2009. Malargüe, Argentina. p 28.

- Risso C & Németh K (2009) Field guide to phreatomagmatic volcanism in association with a high density scoria cone field: malacara tuff cone and carapacho tuff ring in the Llanquanelo volcanic field near Malargüe City, Mendoza province, Argentina. Third International Maar Conference, April 14 - 17, 2009. Malargüe, Argentina. p 23.
- Risso C, Németh K, Combina AM, Nullo F & Drosina M (2008) The role of phreatomagmatism in a Plio-Pleistocene high-density scoria cone field: Llanquanelo Volcanic Field (Mendoza), Argentina. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 169:61-86.
- Rodrigues N, Cobbold PR & Løseth H (2009) Physical modelling of sand injectites. *Tectonophysics* 474:610-632.
- Ross P-S & White JDL (2005) Unusually large clastic dykes formed by elutriation of a poorly sorted, coarser-grained source. *J. Geol.Soc.* 162:579-582.
- Ross P-S & White JDL (2006) Debris jets in continental phreatomagmatic volcanoes: A field study of their subterranean deposits in the Coombs Hills vent complex, Antarctica. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 149:62-84.
- Ross P-S & White JDL (2012) Quantification of vesicle characteristics in some diatreme-filling deposits, and the explosivity levels of magma–water interactions within diatremes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 245-246:55-67.
- Ross P-S, White JDL, Zimanowski B & Büttner R (2008a) Rapid injection of particles and gas into non-fluidized granular material, and some volcanological implications. *Bull. Volcanol.* 70:1151-1168.
- Ross P-S, White JDL, Zimanowski B & Büttner R (2008b) Multiphase flow above explosion sites in debris-filled volcanic vents: Insights from analogue experiments. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 178:104-112.
- Ross P-S, White JDL & McClintock M (2008c) Geological evolution of the Coombs–Allan Hills area, Ferrar large igneous province, Antarctica: Debris avalanches, mafic pyroclastic density currents, phreatocauldrons. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 172:38-60.

- Ross P-S, Delpit S, Haller MJ, Németh K & Corbella H (2011) Influence of the substrate on maar-diatreme volcanoes-an example of a mixed setting from the Pali Aike volcanic field, Argentina. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 201:253-271.
- Ross P-S, White JDL, Valentine GA, Taddeucci J, Sonder I & Andrews RG (Soumis) Linking maar eruptions with diatremes and kimberlite pipes: experimental insights from single and multiple buried explosions. *Earth Planet. Sci. Lett.*
- Rosseel J-B, White JDL & Houghton BF (2006) Complex bombs of phreatomagmatic eruptions: the role of agglomeration and welding in vents of the 1886 Rotomahana (Tarawera) eruption. *N. Z. J. Geophys. Res.* 111:B12205. Doi:10.1029/2005JB004073.
- Rossello (2005) kinematics of the Andean sinistral wrenching along Fagnano-Magallanes fault zone (Argentina-Chile Fuegian foothills). 6th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2005, Barcelona), Extended Abstracts: 623-626.
- Rubin AM (1995) Propagation of magma-filled cracks. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 23:287-336.
- Russ JC (2008) *The image processing*. Handbook, third edition. CRC Press. 771p.
- Sable JE, Houghton BF, Carlo PD & Coltelli M (2006) Changing conditions of magma ascent and fragmentation during the Etna 122 BC basaltic Plinian eruption: Evidence from clast microtextures *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 158:333-354.
- Sahagian DL & Proussevitch AA (1998) 3D particle size distributions from 2D observations: stereology for natural applications. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 84:173-196.
- Scambos TA (1987) Sr and Nd isotope ratios for the Missouri Breaks diatremes, central Montana. *Geol. Soc. Am. Abs. w/Prog.* 19:830-831.
- Scambos TA & Farmer GL (1988) Multiple source components for alkali igneous rocks in the Wyoming Province: isotopic and trace element evidence from central Montana. *Eos Trans. AGU.* 69:1510.
- Schipper CI, White JDL & Houghton BF (2011) Textural, geochemical, and volatile evidence for a strombolian-like eruption sequence at Lō`ihi Seamount, Hawai`i. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 207:16-32.

- Schmincke H.U (2004) *Volcanism*. Springer Verlag, Berlin.
- Schmincke HU, Fisher RV & Waters AC (1973) Antidune and chute and pool structures in the base surge deposits of the Laacher See area, Germany. *Sedimentology* 20:553-574.
- Schmind R (1981) Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology* 9:41-43.
- Schumacher R & Schmincke HU (1995) Models for the origin of accretionary lapilli. *Bull. Volcanol.* 56:626-639.
- Schumacher R & Schmincke HU (1991) Internal structure and occurrence of accretionary lapilli - a case study at Laacher See Volcano. *Bull. Volcanol.* 53:612-634.
- Scott-Smith BH (1999) Near surface emplacement of kimberlites by magmatic processes. Newsletter of the IAVCEI Commission on Explosive Volcanism, Sept. 1999, Flagstaff, Arizona, USA. p 3-10.
- Scott-Smith BH (2008) Canadian kimberlites: Geological characteristics relevant to emplacement. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 174:9-19.
- Self S, Kienle J & Huot JP (1980) Ukinrek Maars, Alaska II. Deposits and formation of the 1977 craters. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 7:39-65.
- Selverstone J (1982) Fluid Inclusions as Petrogenetic Indicators in Granulite Xenoliths, Pali-Aike Volcanic Field, Chile. *Contrib. Mineral. Petrol.* 79:28-36.
- Shea T, Houghton BF, Gurioli L, Cashman KV, Hammer JE & Hobden BJ (2010) Textural studies of vesicles in volcanic rocks: an integrated methodology. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 190:271-289.
- Sheridan MF & Wohletz KH (1983) Hydrovolcanism: basic considerations and review. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 17:1-29.
- Shoemaker EC (1956) Occurrence of uranium in diatremes on the Navajo and Hopi reservations, Arizona, New Mexico, and Utah. USGS Prof. Paper 300. p 179-185.

- Shoemaker EM, Roach CH & Byers FM (1962) Diatremes and uranium deposits in the Hopi Buttes, Arizona. Dans Petrologic studies - A volume in honor of Buddington AF. *Geol. Soc. Am. New York*. 327-355.
- Sims PK, O'Neill JM, Bankey V & Anderson E (2004) Precambrian basement geologic map of Montana; an interpretation of aeromagnetic anomalies. Scientific Investigations Map, No. SIM 2829, Publisher: U.S. Geological Survey, United States, 1:1,000,000.
- Singer BS, Ton-That T, Vincze T, Rabassa J, Roig C & Brunstad K (1997) Timescales of late Cenozoic climate change in the southern hemisphere  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of Patagonia lavas. Terra abstract, *European Union of Geoscience* 9(9):65-66.
- Skewes MA & Stern CR (1979) Petrology and geochemistry of alkali basalts and ultramafic intrusions from the Pali Aike volcanic field in southern Chile and the origin of the Patagonian plateau lavas. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 6:3-25.
- Skinner EMW (2008) The emplacement of class 1 kimberlites. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 174:40-48.
- Skinner EMW & Marsh JS (2004) Distinct kimberlite pipe classes with contrasting eruption processes. *Lithos* 76:183-200.
- Smith RB (1970) Regional gravity survey of western and central Montana. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 54:1172-1183.
- Smith CB & Lorenz V (1989) Volcanology of the Ellendale lamproite pipes, western Australia. Proc. 4th. Int. Kimberlite Conf. Perth Australia, 1986. *Geol. Soc. Australia Spec. Pub.* 14:505-519.
- Sohn YK (1996) Hydrovolcanic processes forming basaltic tuff rings and cones on Cheju Island, Korea. *Geol. Soc. Am. Bull.* 108(10):1199-1211.
- Son MS, Kim JS, Jung S, KI JS, Kim MC & Sohn YK (2012) Tectonically controlled vent migration during maar–diatreme formation: An example from a Miocene half-graben basin in SE Korea. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 223-224:29-46.

- Sottili G, Taddeucci J, Palladino DM, Gaeta M, Scarlato P & Ventura G (2009) Sub-surface dynamics and eruptive styles of maars in the Colli Albani Volcanic District, Central Italy. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 180:189-202.
- Sottili G, Palladino DM, Gaeta M & Masotta M (2012) Origins and energetics of maar volcanoes: examples from the ultrapotassic Sabatini Volcanic District (Roman Province, Central Italy). *Bull. Volcanol.* 74:163-186. DOI 10.1007/s00445-011-0506-8.
- Sparks RSJ (1978) The dynamics of bubble formation and growth in magmas: a review and analysis. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 3:1-37.
- Sparks RSJ, Baker L, Brown RJ, Field M, Schumacher J, Stripp G & Walters A (2006) Dynamical constraints on kimberlite volcanism. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 155:18-48.
- Sparks RSJ, Bursik MI, Ablay GJ, Thomas RME & Carey SN (1992) Sedimentation of tephra by volcanic plumes. Part 2: controls on thickness and grain-size variations of tephra fall deposits. *Bull. Volcanol.* 54:685-695.
- Stern CR, Kilian R, Olker B, Hauri EH & Kyser TK (1999) Evidence from mantle xenoliths for relatively thin (<100 km) continental lithosphere below the Phanerozoic crust of southernmost South America. *Lithos* 48:217-235.
- Stern CR & Kilian R (1996) Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone. *Contrib. Mineral. Petrol.* 123:263-281.
- Stern CR, Frey FA, Futa K, Zartman RE, Peng Z & Kyser TK (1990) Trace-element and Sr, Nd, Pb, and O isotopic composition of Pliocene and Quaternary alkali basalts of the Patagonian Plateau lavas of southernmost South America. *Contrib. Mineral. Petrol.* 104:294-308.
- Stiefenhofer J & Farrow D (2004) Crater deposits of the Mwadui kimberlite. 8<sup>th</sup> International Kimberlite Conference, Victoria, BC, Canada, *Lithos.* 76(1-4), Special Issue, Selected papers from the 8th Int. Kimberlite Conference, Victoria, B.C, Canada, 22–27 June 2003, Vol. 1: The Clement CG Volume. p 139-160.

- Stoppa F (1996) The San Venanzo maar and tuff ring, Umbria, Italy: eruptive behavior of a carbonatite-melilitite volcano. *Bull. Volcanol.* 57:563-577.
- Stoppa F & Lupini L (1993) Mineralogy and Petrology of the Polino Monticellite Calciocarbonatite (Central Italy). *Mineral. Petrol.* 49:213-231.
- Stoppa F, Woolley AR & Cundari A (2002) Extension of the melilitite-carbonatite province in the Appennines of Italy: the kamafugite of Grotta del Cervo, Abruzzo. *Min. Mag.* 66(4):555-574.
- Storey (1991) Tectonic controls on Gondwana break-up models: evidence from the proto-Pacific margin of Antarctica and the southern Andes. Second ISAG, Oxford (UK), 21.
- Storey BC (1993) The changing face of late Precambrian and early Palaeozoic reconstructions. *J. Geol. Soc. London* 150:665-68.
- Suhr P, Goth K, Lorenz V & Suhr S (2006) Long lasting subsidence and deformation in and above maar-diatreme volcanoes – a never ending story. *Z. dt. Ges. Geowiss.* 157/3:491-511.
- Suiting I & Schmincke H-U (2009) Internal vs. external forcing in shallow marine diatreme formation: a case study from the Iblean Mountains (SE-Sicily, Central Mediterranean). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 186:361-378.
- Swenson FA (1955) Geology and Ground-Water Resources of the Missouri River Valley in Northeastern Montana. Geological survey water-supply paper 1263.
- Taddeucci J, Pompilio M, Scarlato P (2004) Conduit processes during the July-August 2001 explosive activity of Mt Etna (Italy): inferences from glass chemistry and crystal size distribution of ash particles. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 137:33-54.
- Tassone A, Lippai H, Lodolo E, Menichetti M, Comba A, Hormaechea JL & Vilas JF (2005) A geological and geophysical crustal section across the Magallanes-Fagnano fault in Tierra del Fuego. *J. South Am. Earth Sci.* 19:99-109.
- Thomas GE (1974) Lineament-block tectonics: Williston-Blood Creak basin. *Am. Assoc. Pet. Geologists Bull.* 58:1305-1322.

- Thorkelson DJ & Breitsprecher K (2005) Partial melting of slab window margins: genesis of adakitic and non-adakitic magmas. *Lithos* 79:25-41.
- Tipper JC, Sach VJ & Heizmann EPJ (2003) Loading fractures and Liesgang laminae: new sedimentary structures found in the north-western North Alpine Foreland Basin (Oligocene–Miocene, south-west Germany). *Sedimentology* 50:791-813.
- Tyrrel GW (1932) The basalts of Patagonia. *J. Geol.* 40(4):374-383.
- Valentine GA (2012) Shallow plumbing systems for small-volume basaltic volcanoes, 2: evidence from crustal xenoliths at scoria cones and maars. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 223-224:47-63.
- Valentine GA & Fisher RV (2000) Pyroclastic surges and blasts. Encyclopedia of volcanoes, Academic Press. 571-580.
- Valentine GA & Gregg TKP (2008) Continental basaltic volcanoes - processes and problems. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 177:857-873.
- Valentine GA & White JDL (2012) Revised conceptual model for maar-diatremes: subsurface processes, energetics, and eruptive products. *Geology* Doi:10.1130/G33411.1.
- Valentine GA, White JDL, Ross P-S, Amin J, Taddeucci J, Sonder I & Johnson PJ (2012) Experimental craters formed by single and multiple buried explosions and implications for volcanic craters with emphasis on maars. *Geophys. Res. Lett.* Doi:10.1029/2012GL053716.
- Van der Meer JJM, Kjær KH, Krüger J, Rabassa J & Kilfeather AA (2009) Under pressure: clastic dykes in glacial settings. *Quat. Sci. Rev.* 28:708-720.
- Van Eaton AR & Wilson CJN (2013) The nature, origins and distribution of ash aggregates in a large-scale wet eruption deposit: Oruanui, New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 250:129-154.
- Vergnolle S & Mangan M (2000) Hawaiian and strombolian eruptions. Encyclopedia of volcanoes, Academic Press. p 447-461.

- Vespermann D & Schmincke H-U (2000) Scoria cones and tuff rings. Encyclopedia of volcanoes, Academic Press. p 683-694.
- Volentik ACM, Bonadonna C, Connor CB, Connor LJ & Rosi M (2010) Modeling tephra dispersal in absence of wind: insights from the climactic phase of the 2450 BP Plinian eruption of Pululagua volcano (Ecuador). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 193:117-136.
- Vuke SM, Porter KW, Lonn JD & Lopez DA (2007) Geologic map of Montana. Édition 1.0. Montana Bureau of Mines and Geology. Geologic map 62.
- Wagner PA (1914) The diamond fields of South Africa. Transvaal Leader, Johannesburg. P 347.
- Wagner PA (1971) The Diamond Fields of Southern Africa, 2<sup>nd</sup> edition. Struik, Cape Town. p 355.
- Walters AL, Phillips JC, Brown RJ, Field M, Gernon T, Stripp G & Sparks RSJ (2006) The role of fluidization in the formation of volcanoclastic kimberlite: grain size observations and experimental investigation. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 155:119-137.
- Walker GPL (1971) Grain-size characteristics of pyroclastic deposits. *J. Geol.* 79:696-714.
- Walker GPL (1973) Explosive volcanic eruptions - a new classification scheme. *Geol Rundsch.* 62:431-446.
- Wang J, Hattori KH, Li J & Stern CR (2008) Oxidation state of Paleozoic subcontinental lithospheric mantle below the Pali Aike volcanic field in southernmost Patagonia. *Lithos* 105:98-110.
- Waters AC & Fisher RV (1970) Maar volcanoes. Proc. Sec. Columbia River Basalt Symp. Cheney (Eastern Washington State College), Washington. p 157-170.
- Waters AC & Fisher RV (1971) Base surges and their deposits: Capelinhos and Taal volcanoes. *J. Geophys. Res.* 76:5596-5614.
- Webb KJ, Scott Smith BH, Paul JL, Hetman CS (2004) Geology of the Victor Kimberlite, Attawapiskat, Northern Ontario, Canada: cross-cutting and nested craters. *Lithos* 76:29-50.

- Wentworth CK & Williams H (1932) The classification and terminology of the pyroclastic rocks. *National Research Council Bulletin* 89:19-53.
- White JDL (1991) Maar-diatreme phreatomagmatism at Hopi Buttes, Navajo Nation (Arizona), USA. *Bull. Volcanol.* 53:239-258.
- White JDL (1996) Impure coolants and interaction dynamics of phreatomagmatic eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 74:155-170.
- White JDL & Houghton B (2000) Surtseyan and related phreatomagmatic eruptions. *Encyclopedia of volcanoes*, Academic Press. p 495-511.
- White JDL & McClintock (2001) Immense vent complex marks flood-basalt eruption in a wet, failed rift: Coombs Hills, Antarctica. *Geology* 29(10):935-938.
- White JDL & Houghton BF (2006) Primary volcanoclastic rocks. *Geology* 34(8):677-680.
- White JDL & Ross PS (2011) Maar-diatreme volcanoes: a review. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 201:1-29.
- Wilde EM & Porter KW (2001) Geologic map of the Winifred 30' x 60' quadrangle central Montana. Montana Bureau of Mines and Geology Open File Report MBMG 437.
- Wilson TJ (1991) Transition from Back-Arc to foreland basin development in the Southernmost Andes - stratigraphic record from the Ultima-Esperanza-District, Chile. *Geol. Soc. Am. Bull.* 103:98-111.
- Wilson MR, Kjarsgaard BA & Taylor BE (2007) Stable isotope composition of magmatic and deuteric carbonate phases in hypabyssal kimberlite, Lac de Gras field, Northwest Territories, Canada. *Chem. Geol.* 242:435-454.
- Wilson L & Head III JW (2007) An integrated model of kimberlite ascent and eruption. *Nature* 447:53-57.
- Wilson CJN & Walker GPL (1985) The Taupo eruption, New Zealand. General aspects. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. Ser. A.* 314:199-228.

- Winslow MA (1982) The structural evolution of the Magallanes Basin and neotectonics in the southernmost Andes. Dans Craddock C (Ed.), Antarctic Geoscience. University of Wisconsin Press, Madison 143-154.
- Wohletz KH (1983) Mechanisms of hydrovolcanic pyroclast formation: grain-size, scanning electron microscopy and experimental studies. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 17:31-63.
- Wohletz K & Sheridan MF (1983) Hydrovolcanic explosions. II. Evolution of basaltic tuff rings and tuff cones. *Am. J. Sci.* 283:385-413.
- Wohletz K & Heiken G (1992) *Volcanology and Geotherm Energy*. California Press, Berkeley.
- Wohletz KH, Sheridan MF & Brown WK (1989) Particle size distributions and the sequential fragmentation/transport theory applied to volcanic ash. *J. Geophys. Res.* 94:15,703-15,721.
- Wood CA & Kienle J (1990) *Volcanoes of North America: United States and Canada*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, New York, Melbourne. 354 p.
- Zietz I, Gilbert FP & Snyder SL (1980) Aeromagmatic map of Montana: en couleur; USGS, carte géophysique GP-934.
- Zimanowski B (1998) Phreatomagmatic explosions. Dans Freundt A & Rosi M (Eds.) *From magma to tephra: modeling physical processes of explosive volcanic eruptions*. Elsevier. 25-53.
- Zimanowski B, Fröhlich G & Lorenz V (1991) Quantitative experiments on phreatomagmatic explosions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 48:341-358.
- Zimanowski B, Büttner R, Lorenz V & Häfele H-G (1997a) Fragmentation of basaltic melt in the course of explosive volcanism. *J. Geophys. Res.* 102:803-814.
- Zimanowski B, Büttner R & Lorenz V (1997b) Premixing of magma and water in MFCI experiments. *Bull. Volcanol.* 58:491-495.
- Zimanowski B, Wohletz KH, Büttner R & Dellino P (2003) The volcanic ash problem. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 122:1-5.

Zimanowski B, Lorenz V & Frohlich G (1986) Experiments on phreatomagmatic explosions with silicate and carbonatitic melts. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*30:149-153.

Zolitschka B, Anselmetti F, Ariztegui D, Corbella H, Francus P, Ohlendorf C, Schabitz F & the PASADO Scientific Drilling Team (2009) The Laguna Potrok Aike Scientific Drilling Project PASADO (ICDP Expedition 5022). Doi:10.2204/iodp.sd.8.04.2009.

Zolitschka B, Schabitz F, Lucke A, Corbella H, Ercolano B, Fey M, Haberzettl T, Janssen S, Maidana N, Mayr C, Ohlendorf C, Oliva G, Paez MM, Schleser GH, Soto J, Tiberi P & Wille M (2006) Crater lakes of the Pali Aike Volcanic Field as key sites for paleoclimatic and paleoecological reconstructions in southern Patagonia, Argentina. *J. S. Am. Earth. Sci.* 21:294–309.