

50376
1994
51

ciogen 20/02/989

50376
1994
51

N° d'ordre: 1259

THESE

présentée à

L'Université des Sciences et Technologies de Lille

pour l'obtention du grade de

Docteur de L'Université

Spécialité: Science des Matériaux

par

Hugues LEROUX



**Etude par microscopie électronique en transmission
du métamorphisme de choc dans le quartz et le diopside:
Applications aux impacts, à la limite K/T et aux météorites.**

Soutenue le 1er février 1994 devant la Commission d'Examen

J.L. Farvacque	Président
B. Champagnon	
R. Rocchia	Rapporteurs
J.C. Doukhan	Directeur de Thèse
H. Chamley	
V. Courtillot	
M. Gandais	Examineurs

Remerciements

Ce travail a été effectué à l'Université des Sciences et Technologies de Lille dans le Laboratoire de Structure et Propriétés de l'Etat Solide (CNRS URA 234).

Monsieur le Professeur J.C. Doukhan a dirigé cette étude avec compétence et disponibilité. Son aide et ses conseils m'ont beaucoup aidé à chaque étape de ce travail. J'ai beaucoup appris à son contact et je lui en suis profondément reconnaissant.

Monsieur le Professeur J.L. Farvacque, directeur du laboratoire, a accepté de présider le jury de cette thèse. Je le remercie vivement pour l'intérêt qu'il porte ainsi à mon travail.

Monsieur le Professeur B. Champagnon (Laboratoire de Physico-chimie des Matériaux Luminescents, Université de Lyon) et Monsieur le directeur de recherche R. Rocchia (Centre des Faibles Radioactivités, CEA, Gif sur Yvette) ont bien voulu juger ce travail. Je tiens à leur exprimer ici l'expression de ma gratitude pour l'examen attentif auquel ils ont soumis mon manuscrit.

Monsieur le Professeur H. Chamley (Laboratoire de Dynamique Sédimentaire et Structurale, Université de Lille), Monsieur le Professeur V. Courtillot (Laboratoire de Paléomagnétisme et Géodynamique, IPG, Paris) et Madame la directrice de recherche M. Gandais (Laboratoire de Minéralogie et de Cristallographie, Paris VI) ont accepté d'examiner ce travail. Qu'ils soient ici remerciés pour l'intérêt qu'ils m'ont ainsi témoigné.

P. Cordier a activement participé à nos réflexions. Je lui exprime ici tout le plaisir que j'ai eu à travailler avec lui. Je tiens également à remercier les nombreuses personnes du laboratoire et de l'extérieur pour l'aide amicale et efficace qu'ils m'ont apportée. Merci à tous.

à Michèle

Sommaire

Introduction	5
---------------------	---

Chapitre 1

Ondes de choc, Cratères d'impact et techniques d'observations

I-Qu'est-ce qu'une onde de choc?	9
a) Généralités	9
b) courbe de Hugoniot	10
c) Equations de Rankine-Hugoniot	12
d) Chocs expérimentaux	13
II-Les cratères d'impact	14
a) Enregistrement terrestre des cratères d'impact	14
b) Etapes de formation du cratère	16
c) Ejecta	17
III-Microscopie électronique en Transmission	19
a) Préparation des échantillons	19
b) Le microscope électronique en transmission (MET)	20
c) Origine du contraste des images	21

Chapitre 2

Cristallographie, propriétés mécaniques et études antérieures sur les défauts de choc dans le quartz et le diopside.

I- Quartz	23
1) cristallographie	23
2) Propriétés mécaniques	25
3) Diagramme de phase et polymorphes de la silice	27
4) Observations antérieures des défauts dans les quartz choqués	29
a) Premiers indices de métamorphisme de choc dans le quartz	29

b) Observations en MET	31
c) Calibration du métamorphisme de choc	32
d) Mécanisme de formation des PDF	33
II- Diopside	34
1) Cristallogénèse	34
2) Propriétés mécaniques	35
3) Etudes antérieures des défauts de choc dans le diopside	36

Chapitre 3

Impacts météoritiques: Vredefort, Manson, Popigai

I-La structure d'impact de Manson	37
II-L'astrroblème de Popigai	47
III-Le dôme de Vredefort	56
IV- Synthèse	69

Chapitre 4

La limite Crétacé-Tertiaire

Introduction	71
I- Observations en MET	74
a) Technique de préparation	74
b) Frenchman Valley	75
c) Beloc	77
d) Bidart	79
e) Discussion	80
II- Stratigraphie des quartz choqués dans la couche K/T de Beloc	81
a) Sections étudiées	81
b) Stratigraphie	81
c) Interprétation et conclusion	85

Chapitre 5

Déformations terrestre violentes: volcanisme explosif des kimberlites et glissement de terrain de Köfels

I- Introduction	89
II- Présentation des sites étudiés	90
III- Observations	93
IV- Interprétation et conclusion	99

Chapitre 6

Le diopside choqué au laboratoire et dans la nature

I- Chocs expérimentaux	103
a) Echantillons et paramètres de choc	103
b) Résultats	104
c) Interprétation	113
II- Météorites choquées	116
a) Tenham	117
b) Saint Séverin	117
c) Machinga	119
Conclusion	123
Références	125

Introduction

Les planètes se sont formées par accréation de petits objets dispersés dans le système solaire. Durant sa période d'accréation (qui a duré environ 500 millions d'années) la **Terre**, comme les autres planètes, a été intensément bombardée par des météorites de toutes tailles. Le phénomène s'est ensuite nettement rarifié. On estime que la Terre reçoit encore environ 10.000 tonnes de matière extra terrestre par an, essentiellement sous forme de poussières auxquelles s'ajoutent quelques météorites. Les **météorites** sont généralement de la matière primitive. Certaines d'entre-elles conservent dans leurs microstructures des défauts très typiques qui ont été générés lors de collisions dans l'espace. En effet, au début de la formation du système solaire, de très nombreux objets de tailles très diverses (planétoïdes, astéroïdes, ...) se déplaçaient à des vitesses de plusieurs dizaines de kilomètres par seconde. Leur rencontre a pu être très violente et provoquer soit l'accréation des deux objets, soit pour les chocs les plus intenses la destruction de l'un d'entre-eux au moins. Dans tous les cas, ces collisions ont induit dans la matière des défauts typiques dont la structure fine est liée à l'intensité du processus. On appelle **métamorphisme de choc** l'ensemble des changements subis par les minéraux lors d'un choc.

L'importance des collisions entre les différents corps du système solaire n'a été reconnue que récemment en tant que processus géologique à part entière. La mécanique des impacts de météorites sur la Terre a fait des progrès considérables dans les vingt dernières années grâce à l'utilisation de codes puissants de simulations numériques. Auparavant ces chocs étaient très mal connus et leurs conséquences presque complètement ignorées. Ce point de vue a beaucoup évolué avec les missions Apollo qui ont permis de mieux connaître le sol lunaire et ont montré que celui-ci est criblé de **cratères d'impact**, constitué de poussières et de fragments rocheux broyés, pilés. Il s'est aussi avéré que, étant donnée la proximité entre la lune et la Terre, cette dernière devait avoir connu le même flux météoritique intense. Les chercheurs ont alors commencé à rechercher les traces de ces cratères, à simuler les étapes de leur formation, évaluer les changements induits dans les roches, dans l'atmosphère, etc. Ce travail est loin d'avoir atteint sa maturité. Nombre de structures d'impact terrestres sont certes maintenant reconnues, mais un nombre certainement bien plus grand a été effacé

par l'érosion et les mouvements orogéniques. Seuls subsistent en fait les plus récents et les plus grands.

L'impact d'un gros astéroïde sur la Terre est fort heureusement devenu un événement tout à fait exceptionnel car outre les effets locaux (tremblement de terre, ...) un gros impact peut vraisemblablement affecter l'évolution de la vie sur notre planète (extinctions massives de la faune et de la flore). Ainsi, la dernière crise biologique survenue il y a 65 millions d'années (crise célèbre car elle correspond à la disparition des dinosaures) résulte peut être d'un impact; c'est en tout cas l'hypothèse d'Alvarez, acceptée actuellement par la majorité des scientifiques. De nombreux indices minéralogiques et chimiques d'un événement cosmique de grande amplitude se retrouvent dans les sédiments de cette époque. Pour préciser ce modèle, il faut s'assurer non seulement que l'impact d'une grosse météorite génère de tels défauts, mais encore que seul un événement de ce type est capable de les générer. Il faut donc vérifier que les événements purement terrestres ne peuvent pas produire de défauts semblables. On sait que les processus tectoniques usuels sont extrêmement lents et réglés par de faibles contraintes, mais la Terre connaît des événements plus violents, en particulier le volcanisme ou les glissements de terrain.

Pour contrôler les types de défauts produits par tel ou tel phénomène, la **microscopie électronique en transmission** est une technique très bien adaptée car elle permet à la fois de forts grossissements et des caractérisations microstructurales. Nous nous sommes intéressés aux défauts de choc dans le quartz et dans le diopside. Le choix du quartz est évident: c'est en effet un minéral très fréquent dans la croûte terrestre, il est de plus très peu altérable de sorte qu'on le retrouve dans les structures d'impact même très anciennes. L'étude présentée ici se place en continuité de la thèse de O. Goltrant (1992). L'un de ses buts est d'approfondir notre connaissance du métamorphisme de choc dans le quartz, et de l'appliquer à des structures géologiques dont l'origine est encore débattue. Le quartz est virtuellement absent des météorites. Nous avons donc choisi le diopside pour l'étude des météorites. Ce n'est pas le minéral le plus fréquent (qui est l'olivine) mais nous pensions qu'à cause de sa basse symétrie, le diopside pouvait présenter une plus grande variété de défauts et constituerait par conséquent une source d'informations plus riche et plus détaillée. Correctement calibré, le diopside devrait se révéler être un bon marqueur.

Dans le **premier chapitre** de ce mémoire, nous introduirons quelques notions de physique des ondes de choc et des processus d'impact. Nous y présenterons aussi la **technique expérimentale** (microscopie électronique en transmission) utilisée lors de cette étude. Le **chapitre 2** est dévolu à des rappels sur la structure cristallographique, les propriétés mécaniques et les éventuels polymorphes des deux matériaux étudiés

(quartz et diopside). Nous ferons également une revue des travaux antérieurs sur le métamorphisme de choc les concernant. Nous débuterons le **chapitre 3** en nous posant la question suivante: les quartz choqués peuvent-ils être induits par un processus endogène? Nous tenterons de répondre en étudiant par MET les grains de quartz impliqués dans deux événements terrestres violents: le volcanisme explosif des kimberlites et le glissement de terrain de Köfels. Le **chapitre 4** réunit les observations par MET de quartz choqués provenant de trois structures d'impact (Manson; Vredefort, Popigai). Le **chapitre 5** est quant à lui consacré à la limite Crétacé-Tertiaire (K/T). Nous présenterons tout d'abord les caractérisations par MET des microstructures de choc dans les grains de quartz issus de trois sections K/T (Frenchman Valley, Canada; Beloc, Haïti; Bidart, France). Le site de Beloc sera plus détaillé car nous présentons une étude microstratigraphique des quartz choqués issus de deux couches bien préservées (le dépôt des différents produits d'impact sont proprement enregistrés). La position des quartz choqués est comparée à celle des autres produits d'impact. Nous nous intéresserons enfin, dans le **chapitre 6** aux collisions ayant eu lieu dans l'espace. Nous y présenterons tout d'abord la caractérisation par MET des défauts contenus dans des diopsides choqués expérimentalement et rassemblerons ensuite les observations effectuées sur 3 météorites choquées (Tenham, Machinga et Saint Séverin).

Vue la diversité des structures étudiées, nous avons pensé qu'il était plus approprié de faire suivre d'une discussion chaque sous-ensemble de résultats expérimentaux.

Chapitre 1

Ondes de choc, Cratères d'impact et Techniques d'observation

Nous nous sommes efforcés tout au long du travail présenté dans ce mémoire de relier les défauts de choc observés dans des roches ou minéraux choqués aux paramètres physiques des ondes de choc (i.e. des impacts) qui les ont produits. Il nous a donc semblé utile de rappeler dans ce premier chapitre ce qu'est une onde de choc et ce qu'est un impact de météorite et quelles transformations en résultent dans les minéraux de la cible. Nous décrivons ensuite brièvement les techniques expérimentales que nous avons utilisées (essentiellement la microscopie électronique en transmission) pour caractériser ces défauts de choc.

I- Qu'est-ce qu'une onde de choc?

a) Généralités La technique des ondes de choc produites expérimentalement en laboratoire est importante en géophysique car c'est la technique pour générer des pressions très élevées et donc pour déterminer les équations d'état des minéraux sous des pressions aussi fortes que celles régnant à grande profondeur dans la Terre (plusieurs centaines de GPa, associées à des températures pouvant atteindre plusieurs milliers de degrés, e.g. Ahrens, 1980). L'autre champ de recherche lié aux ondes de choc est l'étude des processus d'impact de météorites sur la terre ou des chocs entre météorites dans l'espace lors de l'accrétion des planètes. Dans les expériences de laboratoire on essaie de reproduire ces chocs et les défauts typiques correspondants afin de mieux comprendre les diverses formes de ce qui est maintenant appelé le **métamorphisme de choc** (c'est-à-dire l'ensemble des processus générés par une onde de choc, transformations de phase, déformation irréversible, fractures, ... qui sont observés dans les minéraux des cratères d'impact ou dans les météorites choquées).

b) Courbe de Hugoniot Lorsqu'un solide est heurté à très grande vitesse par un projectile, sa surface est soudainement accélérée et ce mouvement se propage rapidement aux parties voisines. Pendant la durée du choc, le corps est divisé en deux parties, l'une du côté du projectile est soumise à la compression dynamique et est en mouvement tandis que l'autre est encore au repos et non comprimée. Ces deux parties sont séparées par un front d'onde qui se propage à vitesse supersonique. Le passage du front d'onde s'accompagne d'une brusque variation de pression (et donc de volume spécifique et d'énergie interne, voir Fig. 1a). La matière de la zone comprimée se meut à grande vitesse dans la cible comme dans le projectile, qui est lui aussi traversé par une onde de choc. L'onde de choc dans la cible et dans le projectile se déplace en sens opposé à partir de leur point d'impact commun. L'onde de choc est une transformation irréversible qui fait passer la matière d'un état caractérisé par les grandeurs thermodynamiques P_0, V_0, T_0 à un état comprimé caractérisé par les nouvelles valeurs P, V, T . Les divers états atteints par des chocs d'intensité croissante sont généralement représentés dans un diagramme (P,V). Ils se distribuent sur une courbe appelée courbe de Hugoniot (Fig. 1b) qui est le lieu des états atteints par les diverses compressions **irréversibles**. Il ne faut pas confondre la courbe de Hugoniot avec le chemin thermodynamique parcouru par l'échantillon durant sa compression. Ce chemin étant irréversible ne peut être représenté par une succession de points ou états (P,V). Les conditions aux limites imposent une pression nulle sur les surfaces libres. Il faut donc qu'une onde de tension (ou **onde de raréfaction**) prenne naissance sur la face opposée de l'objet (et de l'impacteur) et se propage en sens inverse de l'onde de compression. Dans le cas d'un impact sur la Terre, l'impacteur (météorite) est bien plus petit que la cible (Terre) et c'est donc à la surface opposée de l'impacteur que naît l'onde de raréfaction. Celle-ci se propage d'abord dans l'impacteur, puis dans la cible qui sont tous deux des milieux fortement comprimés. Il est communément admis que l'onde de raréfaction décompresse la matière de manière réversible et qu'elle se déplace à la vitesse du son dans le milieu comprimé. A cause de l'augmentation des constantes élastiques avec la pression, la vitesse de l'onde de raréfaction est supérieure à celle de l'onde de choc de sorte que l'onde de raréfaction peut rattraper l'onde de choc et l'atténuer fortement. La durée de la compression dynamique (le choc proprement dit) correspond donc à l'intervalle de temps séparant les passages successifs de l'onde de choc et de l'onde de raréfaction. Cette durée est très courte, proportionnelle à la taille du projectile impacteur, et de l'ordre de la micro-seconde pour les expériences en laboratoire tandis que les grosses météorites génèrent dans les roches cibles de la surface terrestre des pics de pression de l'ordre de la seconde. L'équation d'état de la matière choquée implique une augmentation de température associée à l'augmentation de pression. Une onde de température accompagne l'onde de choc. Enfin, à cause de l'irréversibilité, température et masse spécifique du matériau

($\rho = 1/V$) ne retournent pas aux valeurs initiales $\rho_0 = 1/V_0$, et T_0 après le passage de l'onde de choc. La Figure 2 est une courbe de Hugoniot schématique montrant les différents régimes de déformation (domaines élastique et plastique) et d'éventuels changements de phase qui se traduisent par des changements de pente.

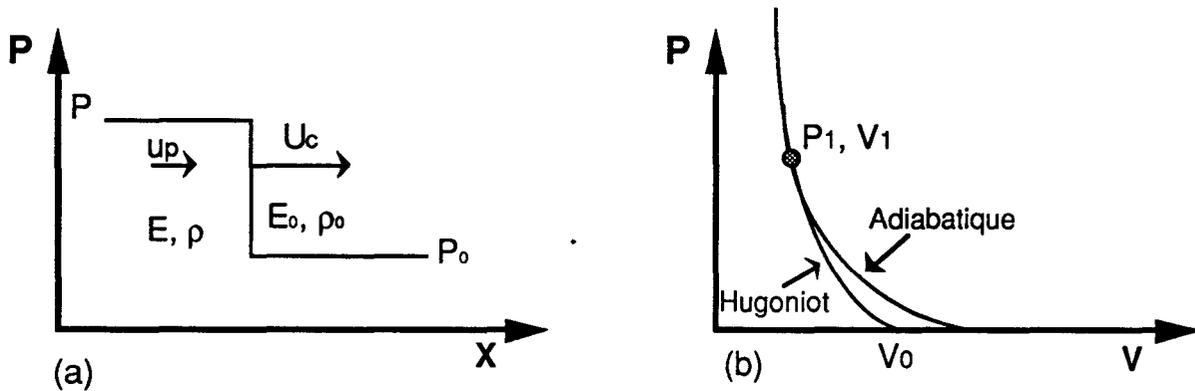


Figure 1: (a) Profil schématique d'une onde de choc (discontinuité de pression). ρ_0 et ρ sont les masses spécifiques du matériau avant et après le choc, E et E_0 les énergies internes spécifiques, P et P_0 les pressions. U_c est la vitesse de propagation de l'onde de choc et u_p est la vitesse des particules dans la zone comprimée du matériau. (b) Courbe de Hugoniot et courbe de relaxation adiabatique.

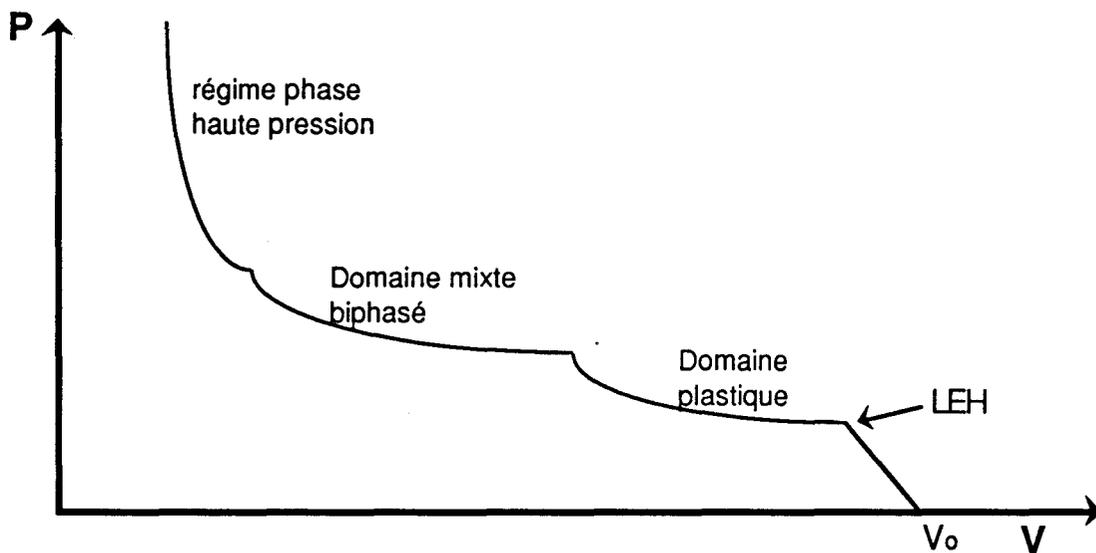


Figure 2: Courbe de Hugoniot d'un matériau solide. Les chocs d'intensité modérée ne génèrent pas de déformation irréversible. Ils correspondent à la partie de la courbe qui va jusqu'à la limite d'élasticité de Hugoniot (LEH). Au delà, le matériau subit durant le choc une déformation plastique irréversible. La LEH est généralement plus élevée que la limite élastique usuelle déterminée par des essais de déformation conventionnelle à vitesse lente. Au delà du domaine plastique simple, le solide commence à se transformer en phase plus dense (polymorphisme). La courbe de Hugoniot traverse un domaine biphasé. Le dernier stade correspond à un solide monophasé complètement transformé en phase haute pression (d'après Wackerle, 1962).

c) Equations de Rankine-Hugoniot Ce sont les équations qui décrivent les modifications résultant du passage de l'onde de choc. On ne sait pas décrire les étapes de la transformation induite par le choc; les équations de Rankine-Hugoniot traduisent simplement les changements (ou la conservation) de grandeurs physiques telles que masse, énergie et moment (e.g., Boslough et Asay, 1993). Considérons un volume de section unité. Il est clair que le passage de l'onde de choc ne modifie pas sa masse et cette conservation de la masse m se traduit simplement par

$$\rho_0 U_c = \rho (U_c - u_p) = m \quad \text{ou} \quad \rho = \rho_0 U_c / (U_c - u_p) \quad (1)$$

La variation du moment (ou de la quantité de mouvement) de cette même quantité de matière, pendant l'unité de temps, est égale à l'impulsion des forces extérieures (forces de pression)

$$P - P_0 = m [(U_c - u_p) - U_c] \quad \text{ou} \quad P - P_0 = \rho_0 U_c u_p \quad (2)$$

Enfin le travail fourni par les forces extérieures à cette quantité de matière pendant l'unité de temps est égal à l'augmentation de son énergie (cinétique et interne)

$$P u_p = \rho_0 U_c (u_p^2/2) + \rho_0 U_c (E - E_0) \quad \text{ou} \quad (E - E_0) = (P + P_0) (1/\rho_0 - 1/\rho) / 2 \quad (3)$$

L'ensemble d'équations (1) à (3) constitue les équations de Rankine-Hugoniot qui décrivent le changement d'état du système induit par le passage de l'onde de choc. Il importe de noter qu'elles s'appliquent à un fluide dont l'état mécanique est décrit par la seule grandeur intensive P (pression). Ces équations ne s'appliquent stricto-sensu qu'à un milieu infini (pas de conditions aux limites). On les étend pourtant aux solides cristallins en admettant que la pression de pic est considérablement plus élevée que la limite élastique du cristal qui se comporterait donc comme un fluide et se déformerait par compression isotrope en réponse à un tenseur des contraintes réduit à sa seule partie sphérique, la pression. Les équations de Rankine-Hugoniot fournissent donc une description d'autant moins précise du passage de l'onde de choc que le solide choqué est plus petit (importance grandissante des conditions aux limites) et plus dur (écart au comportement d'un fluide). Enfin dans la mesure où l'on s'intéresse aux défauts produits, il faut noter qu'un objet de grande masse ne refroidit pas instantanément. Après le passage de l'onde de choc et de son pic thermique, la température peut rester élevée pendant des heures ou même des jours avec pour résultat une altération possible des défauts de choc originaux, la réversion des phases de haute pression produites, etc. Il y a une différence importante entre choc expérimental réalisé sur un

objet de petite taille et impact d'une grosse météorite sur la surface terrestre dont les conditions expérimentales ne peuvent être reproduites en laboratoire.

d) Chocs expérimentaux On utilise principalement deux techniques pour réaliser des chocs expérimentaux, soit le **canon à gaz comprimé** (de l'hydrogène en général) soit les **explosifs** puissants comme le TNT (e.g., Barker et al., 1993). Dans les deux cas on envoie un projectile sur la cible à choquer. Une nouvelle technique commence également à être utilisée, le **tir au laser** qui consiste à vaporiser brutalement par le faisceau laser un fin film déposé sur la surface de l'échantillon. La Figure 3a schématise le choc par explosifs utilisé pour choquer les diopsides étudiés dans ce mémoire. Lors d'une expérience de choc, le pic de pression n'est pas aussi instantané que le prévoit la théorie. La pression maximale est généralement atteinte après plusieurs réverbérations de l'onde de choc dans l'échantillon (Fig. 3b). L'échantillon reste comprimé tant qu'il n'est pas traversé par l'onde de raréfaction. La durée du choc dépend donc de l'épaisseur du projectile.

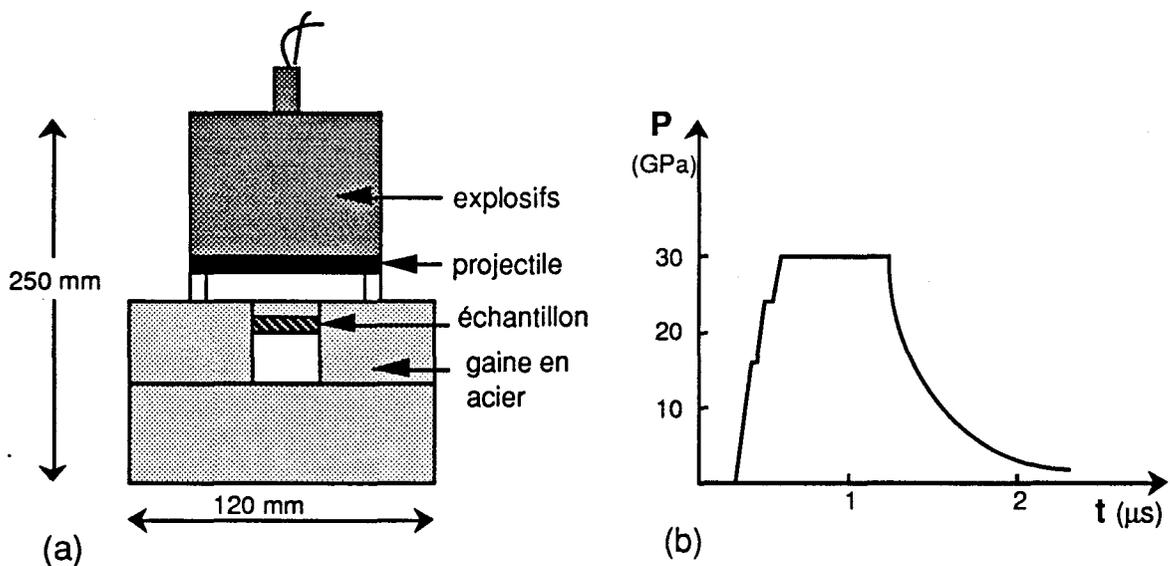


Figure 3: (a) Montage expérimental pour choquer le diopside étudié au chapitre X. L'échantillon (épaisseur ≈ 1 mm, diamètre ≈ 20 mm) est dans une chambre en acier. L'impacteur (plaque d'aluminium d'épaisseur = 10 mm et de diamètre = 80 mm) est propulsé par l'explosion de la charge contre la plaque d'acier au dessus de l'échantillon. L'onde de choc produite par l'impact du projectile dans cette plaque d'acier se propage dans l'échantillon. On augmente l'intensité du choc en augmentant l'énergie cinétique de l'impacteur (i.e. sa vitesse ou sa masse et la charge d'explosif). (b) Evolution de la pression en fonction du temps, montrant la phase de montée en pression, le temps effectif d'application de la pression et la décompression.

On mesure lors d'une expérience de choc la vitesse de l'onde de choc (U_c), la vitesse des particules (u_p) et la température (T). On en déduit la pression (P) et la masse spécifique (ρ) qui permettent de construire la courbe de Hugoniot. La vitesse u_p est mesurée grâce à deux jauges placées à des profondeurs différentes derrière une surface libre d'un matériau étalon que l'on va choquer. On montre en effet que la vitesse d'une surface libre (v) accélérée par une onde de choc est égale à la moitié de la vitesse u_p des particules matérielles du solide. Lorsque les particules accélérées par l'onde de choc atteignent une jauge, elles activent un chronomètre (qui est arrêté lorsque l'onde atteint l'autre jauge). La vitesse du front d'onde U_c se mesure de façon équivalente en plaçant deux jauges dans un matériau de même impédance acoustique que le matériau à étudier. La vitesse du projectile est mesurée à l'aide de cellules photoélectriques placées le long de sa trajectoire. Enfin la température est mesurée par photospectrométrie. L'analyse spectrale de la lumière émise par le matériau permet de remonter à la température effective (e.g., Kondo et Ahrens, 1983).

II Les cratères d'impact

Nous rappelons brièvement dans cette section les étapes de la formation d'un cratère d'impact et sa possible évolution (ou préservation) dans un environnement terrestre. Comme aucune expérience d'impact en vraie grandeur n'est possible, nos connaissances sont issues soit de l'observation de cratères plus ou moins bien préservés, soit de simulations. Nous nous sommes largement inspiré pour rédiger cette section de deux articles de revue récents sur les impacts connus (Grieve, 1991; Grieve et Pesonen, 1992) et d'un ouvrage décrivant les résultats de simulations numériques (Melosh, Impact cratering: a geologic process 1989).

a) Enregistrement terrestre des cratères d'impact La chute d'une grosse météorite laisse une cicatrice appelée cratère d'impact. Sur la Terre, les traces de la plupart des cratères anciens ont complètement disparu. Notre planète étant géologiquement active, ils ont été érodés, recouverts de sédiments, modifiés par les

mouvements tectoniques ou subductés dans le cas d'impacts dans l'océan. Les cratères qui ont survécu à ces différents mécanismes d'effacement sont peu nombreux. On les appelle souvent cratères "fossiles". A l'opposé, la lune qui est depuis longtemps un astre géologiquement inerte a conservé sur son sol un bien meilleur enregistrement des impacts météoritiques anciens. Les premiers critères de reconnaissance d'un impact sont principalement basés sur la morphologie de la structure (forme arrondie, dépression centrale,...). Il s'y ajoute des méthodes de caractérisations physiques (gravimétrie, magnétisme, sismologie,...). Un autre champ d'investigation est l'étude des roches et des minéraux de la structure pour y rechercher les traces du métamorphisme de choc dont la nature peu commune permet de distinguer un cratère fossile d'une structure vaguement circulaire dont l'origine peut être volcanique ou même purement tectonique.

On dénombre aujourd'hui environ 140 cratères d'impact (Fig. 4), répartis sur toute la planète, particulièrement nombreux dans les régions où les socles sont géologiquement stables, et où les programmes scientifiques ont développé ce thème de recherche. Actuellement, du fait de la forte activité sur ce thème, on découvre 3 à 5 nouveaux cratères chaque année. La plupart sont jeunes (moins de 200 Ma) bien que le flux météoritique ait été beaucoup plus important dans le passé lointain de notre planète (le premier milliard d'années). L'érosion, la sédimentation et les autres processus tectoniques qui remodelent continuellement la surface de la terre ont effacé les plus vieux et notre planète n'a gardé en mémoire que les plus récents ou les plus gros. Un cratère d'un kilomètre de diamètre disparaîtrait en quelques millions d'années. Les plus vieux cratères connus ont deux milliards d'années (Vredefort en Afrique du Sud et Sudbury au Canada). Ils sont aussi les plus grands (entre 200 et 300 km de diamètre). Les plus récents ont quelques milliers d'années (par exemple le célèbre Meteor Crater en Arizona a au plus 50 000 ans). On estime aujourd'hui que seulement 10% des cratères de plus de 10 km de diamètre et de moins de 100 Ma ont été découverts (Grieve, 1991; Grieve et Pesonen, 1992). Certaines structures font l'objet de controverses (voir par exemple le cas de Vredefort). En général plus le cratère est vieux, plus il est effacé et plus la structure est discutée! Les simulations et surtout la comparaison avec les observations de la surface la lune suggèrent un taux de 1 à 3 cratères de plus de 20 km par million d'années. Les plus petits sont bien sûr beaucoup plus fréquents. Enfin on remarque que les 130 cratères connus sont presque tous continentaux, ceux formés dans les océans ont été subductés ou recouvert de sédiments, et sont maintenant indétectables.

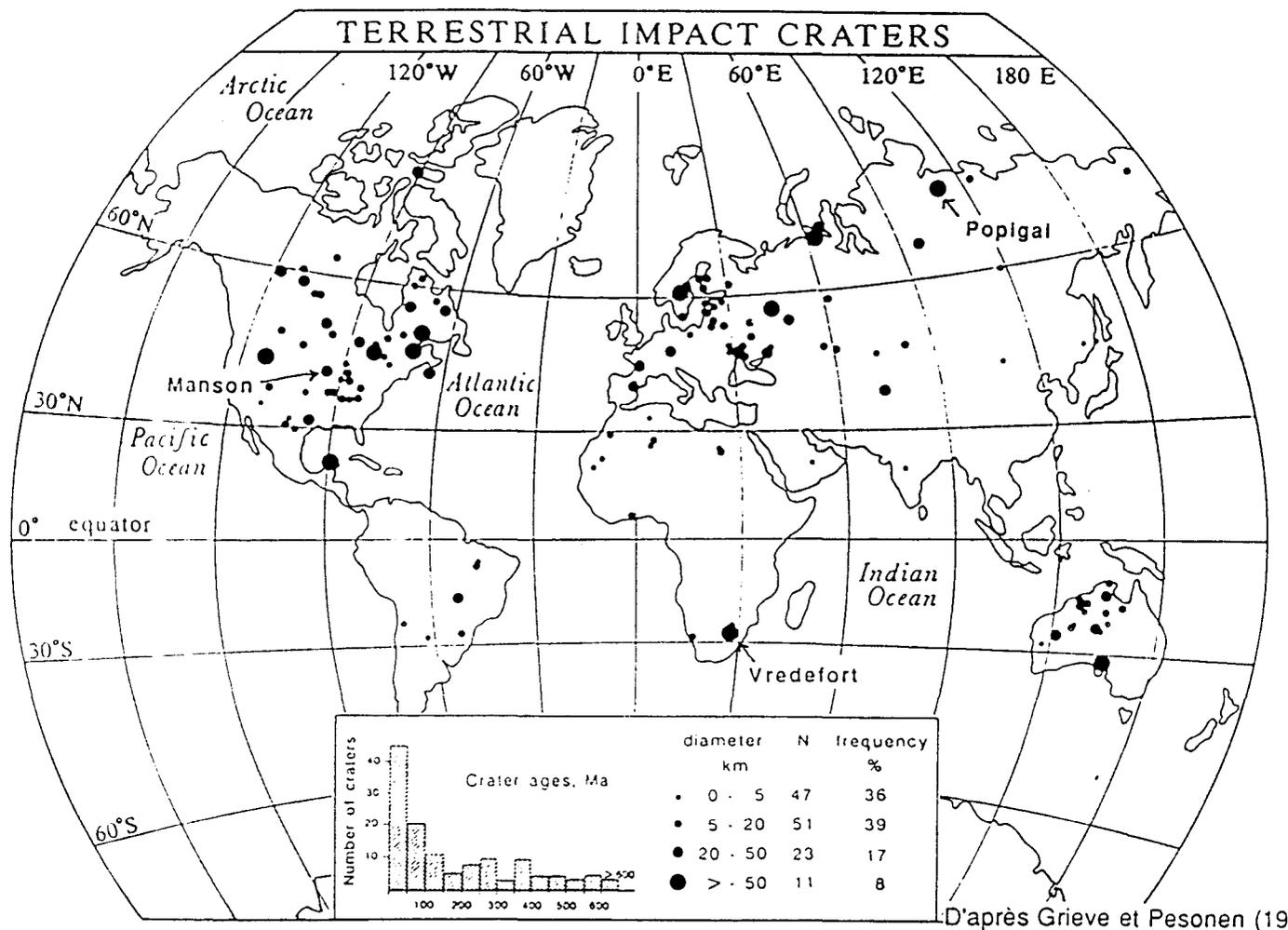


Figure 4: Localisation des cratères d'impact terrestres connus à ce jour. Les trois cratères (Manson, Popigai, Vredefort) étudiés dans ce mémoire sont indiqués sur ce plan (d'après Grieve et Pesonen, 1992)

b) Etapes de la formation du cratère Les corps extraterrestres qui entrent en collision avec la Terre ont des vitesses de quelques dizaines de km/s. Les gros objets ne sont pratiquement pas freinés par l'atmosphère. La collision du bolide avec la Terre ne dure qu'un temps très bref, mais l'énergie libérée est considérable. La totalité de l'énergie cinétique est déposée sur une très petite surface (environ la taille de la météorite), pendant un temps très court (< à 1 seconde). La pression induite dans la cible (et dans l'impacteur) peut atteindre plusieurs centaines de GPa (soit plusieurs millions de fois la pression atmosphérique). La température s'élève et peut atteindre plusieurs milliers de degrés, ce qui entraîne la fusion et même la vaporisation de l'impacteur et d'une partie des roches impactées. En entrant dans l'atmosphère la météorite a créé un trou d'air dans lequel seront éjectés les restes (souvent vaporisés) de l'astéroïde et une partie des roches cibles. C'est la **boule de feu**, très similaire au

"champignon" d'une explosion nucléaire. Sa vitesse d'expansion est de l'ordre du km/s. Sont ensuite éjectées les roches (non vaporisées) voisines du point d'impact. La pression est propagée dans les roches impactées par l'intermédiaire d'une onde de choc. Cette dernière est suivie par l'onde de raréfaction qui ramène le matériau à pression ambiante. Cette onde naît sur la face arrière de l'impacteur et se propage dans l'impacteur puis dans la cible où elle rattrape l'onde de compression. La durée de la compression est donc directement proportionnelle à la taille de l'impacteur et atteint ≈ 1 seconde dans le cas d'objets de ≈ 10 km de diamètre. En raison de la rapide atténuation de l'onde de choc, les défauts de choc sont localisés dans une zone restreinte de la cible comme le montre la Figure 5 calibrée à partir d'observations effectuées à diverses distances du centre du cratère. La météorite s'enfonce ensuite dans le sol et y forme un trou profond en comprimant les roches rencontrées (la plupart des solides voient leur densité doubler). Le trou s'agrandit très vite, les fragments de roches proches du point d'impact sont éjectés.

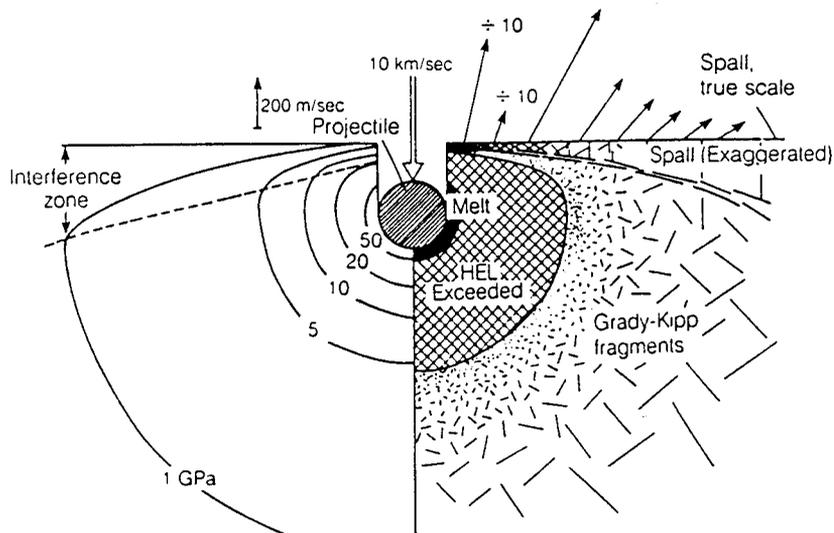


Figure 5: Atténuation de l'onde de choc en fonction de sa pénétration dans les roches. Les courbes de pression sont hémisphériques. Les régions proches de la surface sont des zones d'interférences, dont une partie de l'ejecta est issue. La vitesse d'éjection est indiquée par des flèches (d'après Melosh, 1989)

c) ejecta L'onde de choc dans la cible est sensiblement hémisphérique sauf au voisinage de la surface libre où les conditions aux limites imposent $P = 0$. Il se crée ainsi une zone d'interférence entre onde de tension et de compression (Fig. 4). En raison du fort gradient de pression, la vitesse particulière est très élevée au voisinage de ces surfaces. Les roches (souvent fragmentées par l'onde de tension) sont éjectées à des vitesses de plusieurs km/s sur des trajectoires balistiques situées dans un cône d'ouverture $\approx 45^\circ$. La taille des blocs de matière éjectée varie de quelques micromètres

à plusieurs mètres, mais seules les petites particules (quelques centaines de microns) sont transportées sur de grandes distances. Une partie de cette matière peut échapper à l'attraction gravitationnelle si l'éjection est particulièrement violente (vitesse d'éjection > 11 km/s). Le reste retombe rapidement sur la terre (probablement en moins d'une journée). C'est l'ejecta qui forme une couche continue d'épaisseur décroissante en fonction de l'éloignement au point d'impact. Pour les grands impacts, la couche d'ejecta peut recouvrir toute la planète (c'est semble-t-il le cas de la couche de la limite K/T).

Les simulations numériques suggèrent que 50 % de l'énergie d'impact est convertie en énergie de fracturation, de déformation plastique et de transformation de phase dans les roches cibles. 40% est transformée en chaleur. Les 10% restants sont emmenés par l'éjecta (Boslough, 1991). Les petits cratères sont des trous circulaires simples. Les gros cratères ont une morphologie plus complexe: la partie centrale est relevée lors de l'impact (Fig. 6). C'est le rebond post-impact qui s'est produit dans le cas des grands cratères que nous avons étudiés (Manson, Vredefort, Popigai). La formation du cratère se fait en moins d'une minute, la dispersion des ejecta et le dépôt des poussières durent de quelques heures à quelques jours. Enfin la gigantesque quantité d'énergie libérée peut aussi affecter durablement la composition de l'atmosphère et modifier le climat (voir chapitre 4, le cas de la limite K/T).

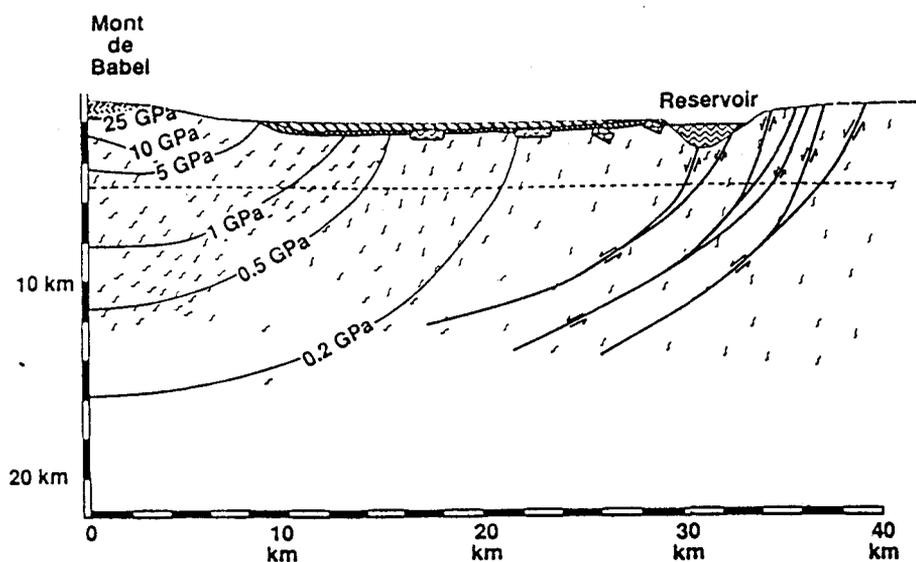


Figure 6: Structure finale, avant érosion terrestre d'un cratère dont l'aire centrale a été extrudée. Les courbes isobares sont indiquées. (d'après Simonds et Kieffer, 1993)

III-Microscopie électronique en transmission

a) Préparation des échantillons La microscopie électronique est une puissante technique pour visualiser à fort grandissement les défauts de réseau, déterminer la composition chimique, la structure et l'orientation cristallographiques de l'échantillon étudié. Cependant seuls les échantillons **très minces** ($< 1 \mu\text{m}$) sont transparents. Cette limitation impose des techniques de préparation longues et parfois délicates à mettre en oeuvre.

On commence par l'amincissement mécanique traditionnel: des sections planes et parallèles de quelques centaines de microns d'épaisseur sont découpées à la scie diamantée. En règle générale on les colle sur des lames de verre avec une résine thermoplastique pour en faciliter la manipulation. L'abrasion et le polissage mécaniques avec des grains de carbure de silicium de plus en plus petits permettent de réduire l'épaisseur jusque $\approx 30 \mu\text{m}$ (cette épaisseur est contrôlée par microscopie optique en lumière polarisée). On élimine les rayures résiduelles par polissage à la pâte diamantée (grains de 6, puis 2 ou $1 \mu\text{m}$ dans le cas du diopside) ou à l'oxyde de cérium (quartz). Les zones choisies pour investigation en MET sont sélectionnées au microscope optique.

Vient ensuite l'étape d'**amincissement ionique**. L'échantillon de $30 \mu\text{m}$ d'épaisseur, poli mécaniquement sur les deux faces, est collé sur un support en cuivre qui s'ajuste dans le porte objet du microscope (Fig. 7a). C'est une fine rondelle de 3 mm de diamètre percée d'un trou central ou une grille à fins barreaux. L'ensemble est aminci par le bombardement d'ions argon accélérés par une tension de $\approx 5 \text{ kV}$ (courant ionique de 0,5 mA). Un système de deux canons symétriquement disposés par rapport à l'échantillon permet d'usiner les deux faces de l'échantillon. Les faisceaux ioniques sont inclinés de 15° au début de l'opération puis seulement de 12° à la fin. Les ions Ar^+ pénètrent très peu dans l'échantillon; leur rôle est d'arracher les atomes superficiels un à un tandis que l'échantillon tourne sur lui même pour assurer une meilleure régularité de l'amincissement. On arrête le processus lorsqu'il se forme un trou au milieu de l'échantillon (Fig. 7b). Etant donné l'incidence rasante des faisceaux d'ions, l'échantillon est biseauté, les bords du trou constituent les zones minces (épaisseur $\leq 0,5 \mu\text{m}$) qui seront observées. La durée de l'amincissement dépend de la nature de l'échantillon, de son orientation cristallographique dans le cas de monocristaux. Elle varie de quelques heures à une journée. Il est évident que si l'on veut amincir une zone très localisée de l'échantillon, il faut surveiller très régulièrement le processus et le stopper lorsque la zone intéressante est atteinte (près du trou).

Dans le cas d'échantillons isolants (silicates) on vaporise sous vide un fin film de carbone ($\approx 300 \text{ \AA}$) sur l'une des faces afin d'éviter les charges électrostatiques qui produiraient de l'astigmatisme lors de l'observation. Pour certains échantillons particulièrement délicats il a fallu mettre au point des méthodes de préparation adaptées. Ce fut par exemple le cas des très petits grains de quartz des sédiments de la limite K/T, de ceux des chondres de la météorite Machinga, ainsi que de la matière très poreuse (pierre ponce de Köfels), ou très friable (diopside choqué expérimentalement). Nous avons enrobé ces échantillons sous vide dans une résine époxy.

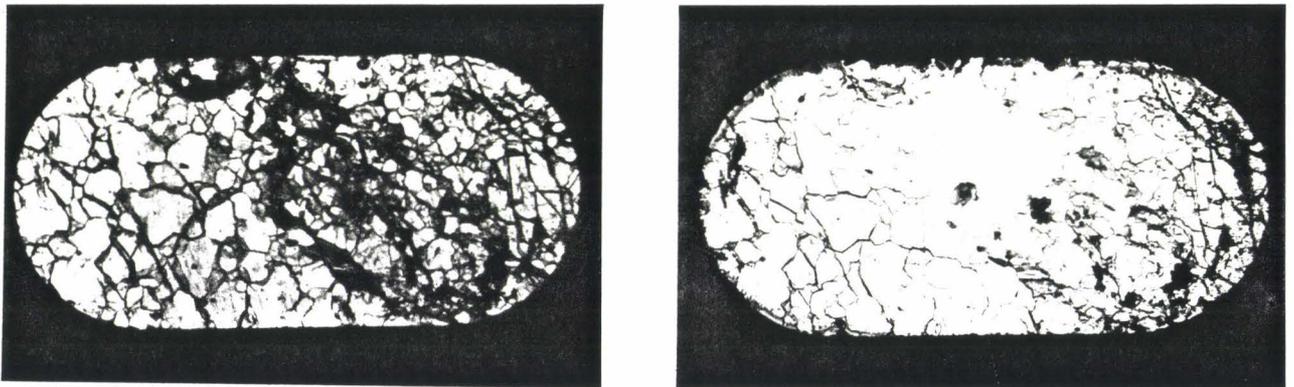


Figure 7: (a) Echantillon collé sur son support de cuivre avant amincissement ionique. (b) Le même échantillon après amincissement ionique; seules les zones au voisinage du trou sont assez fines pour être observables en MET.

b) Le microscope électronique en transmission (MET) Il fonctionne sur le même principe que le microscope optique mais la "lumière" est une onde électronique de **longueur d'onde beaucoup plus petite** ($\lambda = 0,025 \text{ \AA}$ pour une tension d'accélération de 200 kV). Le faisceau électronique interagit avec l'échantillon qu'il traverse, est repris par un système de lentilles électromagnétiques et forme finalement soit une image (avec un grossissement ajustable à des valeurs comprises entre $\times 1.000$ et $\times 500.000$) soit une diffraction qui permet de déterminer la structure et/ou l'orientation cristalline de la zone étudiée. La grande résolution du microscope électronique en transmission permet de résoudre des détails structuraux à l'échelle atomique et de caractériser des défauts de réseau tels que dislocations, macles, petits précipités, Les observations présentées dans ce mémoire ont été réalisées sur deux microscopes, un Jeol 200CX opérant à 200 kV et un Philips CM30 opérant à 300 kV. Ce dernier microscope était en outre équipé d'une microanalyse X (Tracor) permettant de déterminer la composition chimique dans de très petits domaines (taille $\approx 10 \text{ nm}$).

c) Origine du contraste des images. Contrairement au microscope optique le contraste observé en microscopie électronique dépend fortement des conditions d'observation. Il faudrait donc en toute rigueur calculer ce contraste pour chaque condition d'observation. On peut s'affranchir d'une bonne partie de ces calculs en utilisant les conditions dites "cinématiques en deux ondes" où seule une famille de plans cristallins est proche des conditions de Bragg. L'image formée en utilisant le faisceau transmis est appelée **champ clair** et celle formée par le faisceau diffracté **champ sombre**. Dans les conditions correspondant à l'un ou l'autre cas le contraste des défauts de réseau résulte du champ de déformation qui modifie localement les conditions de Bragg. On en déduit des critères simples de caractérisation des défauts de réseau (par exemple la caractérisation du vecteur de Burgers pour une dislocation). L'**analyse stéréographique** est également utile pour déterminer des orientations. Elle est rendue possible sur les porte objets modernes goniométriques possédant plusieurs axes de rotation (pour plus de détails, voir un manuel de microscopie électronique, par exemple Willaime, 1987).

Le cas des défauts plans s'est avéré particulièrement important dans notre étude qui a consisté pour une partie non négligeable à déterminer précisément les orientations de tels défauts. Nous rappelons donc brièvement le principe de la méthode. Il s'agit dans un premier temps d'orienter l'échantillon de façon telle que le défaut plan soit de bout, c'est-à-dire parallèle au faisceau électronique. Ceci est généralement possible avec un porte objet à double inclinaison. Dans la mesure où l'épaisseur de l'image du défaut est proche de l'épaisseur réelle du défaut, cette première expérience permet de mesurer la dite épaisseur (Fig. 8). Le cliché de diffraction associé (i.e. correspondant à cette orientation de l'échantillon) fournit la direction du réseau réciproque perpendiculaire au défaut plan (rappelons qu'une direction $[hkl]^*$ du réseau réciproque est perpendiculaire au plan (hkl) du réseau direct). Les caractéristiques géométriques du défaut plan étant caractérisées, il faut déterminer sa nature, c'est-à-dire analyser le contraste dans diverses conditions "deux ondes". On cherche en général des conditions "deux ondes" ne produisant aucun contraste, c'est-à-dire telles que les plans réticulaires correspondants ne soit pas affectés par le champ de déformation du défaut. On détermine alors quel type de défaut plan (dislocation dissociée, paroi de macle, lamelle amorphe...) peut générer ces contrastes ou absences de contraste.

On terminera cette brève introduction à la microscopie électronique en transmission en rappelant les limitations. Le fort grossissement du MET (typiquement ≥ 10.000) ne permet pas l'observation de vastes régions, ce qui met en cause la représentativité des

observations. Pour pallier à cette limitation nous nous sommes efforcés de multiplier les observations sur une roche donnée jusqu'à obtenir une reproductibilité satisfaisante. Un autre facteur limitatif résulte des propriétés du matériau le plus étudié dans ce mémoire, le quartz. Ce cristal est en effet très sensible à l'irradiation électronique et il s'amorphise rapidement sous le faisceau. Il nous a fallu travailler avec des faisceaux de faible intensité et cela a interdit (ou rendu très difficile) les observations à fort grossissement nécessitant beaucoup de lumière (i.e. un faisceau intense). Les micrographies électroniques présentées dans ce mémoire ne portent pas de traces d'irradiation. Pour le quartz, les micrographies présentées dans ce mémoire ont été enregistrées (sauf indication contraire) avec un vecteur de diffraction $g=\{10\bar{1}1\}$, ce qui permet d'avoir un bon contraste des images.

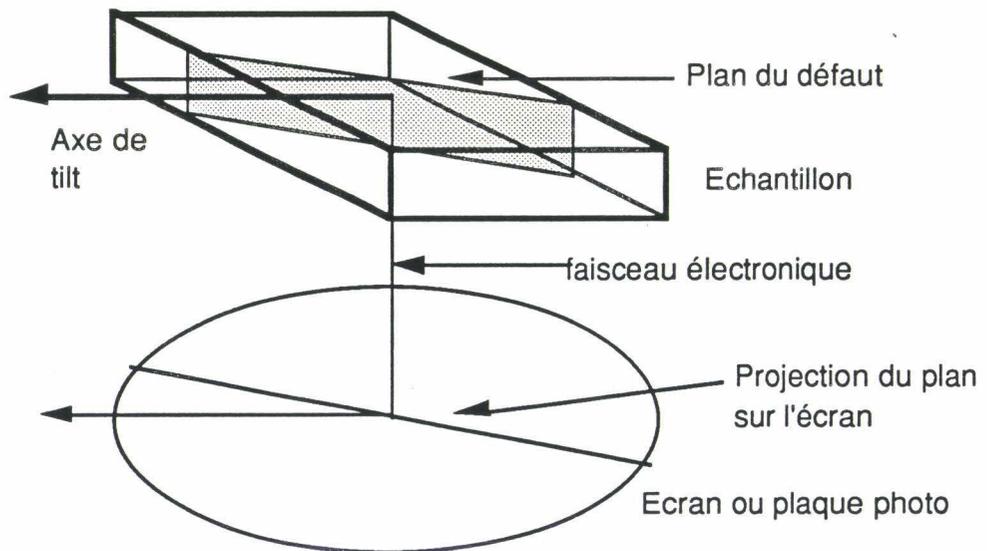


Figure 8: Projection sur l'écran du microscope d'un défaut plan "de bout".

Chapitre 2

Cristallographie, Propriétés mécaniques et Etudes antérieures sur des défauts de choc dans le quartz et le diopside

Nous rappelons dans ce chapitre les propriétés utiles des deux minéraux sur lesquels nous avons travaillé, le quartz et le diopside. Il s'agit des structures cristallines, des diagrammes de phase avec les polymorphes de haute pression, des défauts de réseau (dislocations, systèmes de glissement, macles), des propriétés mécaniques. Nous résumons également les connaissances antérieures sur le métamorphisme de choc de ces deux minéraux.

A - Quartz

1) Cristallographie

La variété stable de la silice SiO_2 aux conditions ambiantes de température et de pression est le quartz α , qui est aussi la variété la plus fréquemment rencontrée dans la nature. Sa symétrie est rhomboédrique (groupe spatial $P3_121$ et $P3_221$ respectivement pour les variétés droite et gauche). Le réseau du quartz peut être décrit comme un assemblage tridimensionnel de tétraèdres SiO_4 partageant leurs sommets. Cet assemblage est extrêmement rigide. Le réseau de Bravais du quartz est hexagonal avec un axe d'ordre 3 (axe c) et trois axes d'ordre 2 (axes a_1 , a_2 et a_3) perpendiculaires à l'axe c et faisant entre eux un angle de 120° (Figure 1). La maille élémentaire du réseau

est bâtie sur les trois axes indépendants \mathbf{a}_1 , \mathbf{a}_2 et \mathbf{c} ; elle contient 3 Si et 6 O dont les positions à température et pression ambiantes sont indiquées dans le tableau I. Les valeurs des paramètres de mailles sont à température ambiante $a = 4,912 \text{ \AA}$ et $c = 5,404 \text{ \AA}$ (Frondel, 1962).

Atomes	Quartz gauche	Quartz droit
Si	$u, 0, 0$ $0, u, 2/3$ $-u, -u, 1/3$	$u, u, 0$ $0, -u, 2/3$ $-u, 0, 1/3$
O	x, y, z $y-x, -x, 1/3 +z$ $-y, x-y, 2/3 +z$ $x, y-x, 1/3 -z$ $y, x, 2/3 -z$ $x-y, -y, -z$	$x, x-y, z$ $y-x, y, 1/3 +z$ $-y, -x, 2/3 +z$ $-x, -y, 1/3 -z$ $y, y-x, 2/3 -z$ $x-y, x, z$

Tableau 1: coordonnées des atomes Si et O dans la maille élémentaire d'après Frondel (1962) ($u=0,465$; $x=0,416$; $y=0,272$; $z=0,120$ à 27°C).

Nous avons systématiquement utilisé dans notre travail la **notation à 4 indices de Miller-Bravais** qui seule permet de bien mettre en évidence les symétries du cristal (directions et plans équivalents). Dans cette notation le réseau direct est repéré par les 4 axes \mathbf{a}_1 , \mathbf{a}_2 , \mathbf{a}_3 et \mathbf{c} . Bien que redondant l'axe \mathbf{a}_3 est utilisé, accompagné d'une relation restrictive ($\mathbf{a}_1 + \mathbf{a}_2 + \mathbf{a}_3 = 0$) qui se traduit pour un plan d'indices (hkil) par $h+k+i = 0$ et pour une direction [uvw] par $u+v+w = 0$. Les axes et les noeuds du réseau réciproque sont bien sur définis à partir de 3 axes seulement (\mathbf{a}_1 , \mathbf{a}_2 et \mathbf{c}). Il est bien connu que ces axes réciproques ne sont plus à 120° et ne permettent donc plus de faire apparaître les symétries des plans et directions. Pour pallier à cet inconvénient nous avons utilisé tout au long de ce travail un autre jeu d'axes réciproques mis au point au laboratoire depuis de nombreuses années (Doukhan, 1971). Les noeuds du réseau réciproque sont repérés dans un système de 4 axes \mathbf{a}_1^* , \mathbf{a}_2^* , \mathbf{a}_3^* , \mathbf{c}^* parallèles à ceux du réseau direct comme le montre la Fig. 1 et tels que $\mathbf{a}_1^* + \mathbf{a}_2^* + \mathbf{a}_3^* = 0$. On démontre (Doukhan, 1971) que le noeud du réseau réciproque d'indices (hkl) dans les axes standards se superpose exactement au point (hkil) (avec $h+k+i = 0$) de notre système d'axes modifié. Avec ces indices de Miller-Bravais généralisés une direction [uvwz] du réseau direct est normale au plan (uvwz)* du réseau direct, et inversement la direction [uvwz]* du réseau réciproque est normale au plan (uvwz) du réseau direct. Une permutation circulaire des trois indices premiers indices donne des directions ou des plans équivalents, tant dans le réseau direct que dans le réciproque. Notons enfin que le pseudo espace à 4 dimensions utilisé permet de définir sans ambiguïté les jeux de 4 indices repérant un

plan ou une direction tant dans le réseau direct que dans le réseau réciproque (Doukhan, 1971).

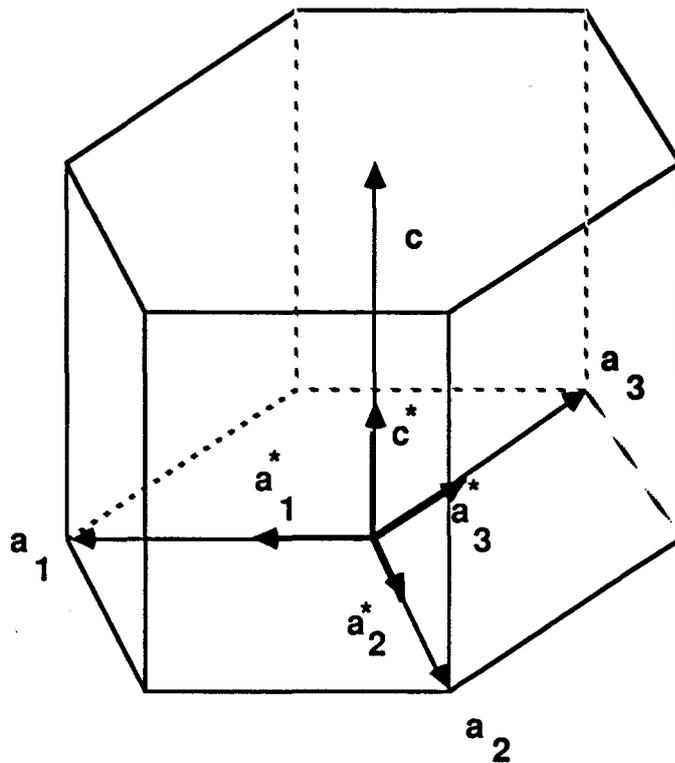


Figure 1: Maille du quartz avec les vecteurs de base du réseau direct et du réseau réciproque.

2) Propriétés mécaniques

Les considérations énergétiques usuelles (vecteur de Burgers = plus petites translations du réseau) suggèrent comme vecteurs de Burgers possibles a (4,9 Å); c (5,4 Å) et $a \pm c$ (7,3 Å). Les plans de glissement correspondants doivent être denses et contenir le vecteur de Burgers du glissement considéré, ceci conduit aux systèmes de glissements potentiels suivants:

- glissement a basal: $1/3 [2\bar{1}\bar{1}0](0001)$
- glissement a prismatique: $1/3 [2\bar{1}\bar{1}0](01\bar{1}0)$
- glissement a pyramidal: $1/3 [2\bar{1}\bar{1}0](01\bar{1}n)$ ($n = 1$ valeur la plus probable)
- glissements c prismatiques: $[0001]\{hki0\}$ avec $[0001]\{2\bar{1}\bar{1}0\}$ et $[0001]\{10\bar{1}0\}$ les plus probables
- glissements $\langle a \pm c \rangle$ rhomboédriques: $1/3 \langle \bar{1}\bar{1}23 \rangle \{01\bar{1}1\}$.

Il convient d'ajouter aux critères énergétiques un critère de mobilité. En effet le glissement d'une dislocation dans la structure du quartz implique la rupture et la reconstruction de liaisons fortes Si-O-Si (énergie ≈ 5 eV). Il en résulte que les dislocations sont extrêmement peu mobiles, même à très haute température et sous très

forte contrainte. Le quartz pur est virtuellement indéformable (Doukhan et Trépiéd, 1985). On trouve également du quartz humide, c'est-à-dire du quartz contenant dans son réseau cristallin de faibles quantités d'eau ($[H]/[Si] = 10^2$ à 10^3 ppm atomiques). Ce quartz est considérablement plus ductile que le quartz sec dès des températures modérées (≈ 400 °C°). Ce spectaculaire rôle adoucissant de l'eau fut découvert par D. Griggs dans les années 60 (Griggs et Blacic, 1965). Il en proposa l'interprétation suivante qui est toujours l'idée de base de l'adoucissement hydrolytique des silicates. Les molécules d'eau présentes dans la structure "hydrolysent" les liaisons fortes Si-O-Si et ceci facilite le glissement des dislocations qui doit être contrôlé par la mobilité des molécules d'eau (elles doivent diffuser sur les coeurs de dislocations pour les rendre mobiles). La mobilité en glissement des dislocations dépendrait donc en dernière instance de la concentration et de la mobilité des défauts ponctuels associés à l'eau. En fait on a montré (Cordier et Doukhan, 1989) que l'eau dans le quartz a une action plus complexe, en particulier elle favorise plus encore la montée des dislocations que leur glissement. C'est dans le quartz humide et seulement dans ce matériau que l'on a pu caractériser les systèmes de glissement. Les 36 systèmes de glissement proposés plus haut ont tous été observés. Les systèmes de glissement les plus faciles dans les conditions expérimentales sont les glissements **a** basal, **a** prismatique, **a** pyramidal et **c** prismatique. $\langle a \pm c \rangle$ rhomboédrique n'est activable qu'à haute température et sous forte contrainte.

Des traces d'eau qui favorisent la montée des dislocations doivent également favoriser la **restauration** de cristaux déformés et écrouis. Rappelons que la restauration consiste en une diminution de la densité de dislocations par annihilation de dislocations de vecteurs de Burgers opposés accompagnée d'une réorganisation des dislocations restantes de même vecteur de Burgers. Ces dislocations minimisent leur énergie élastique en se regroupant en sous joints qui divisent le cristal en plus petits cristaux légèrement désorientés les uns par rapport aux autres. C'est la **polygonisation**. On n'observe de restauration que dans les cristaux humides. Si la quantité d'eau est importante cette restauration est rapide et efficace, même à température modérée. Il est possible et même vraisemblable que la présence de faibles quantités d'eau dans le réseau cristallin favorise également la **recristallisation** (c'est-à-dire la nucléation et la croissance de nouveaux grains dans des zones très déformées à forte densité de dislocations) à température moyenne à modérée.

La mobilité des dislocations dans le quartz étant étroitement liée à la présence d'eau dans le réseau cristallin et à la lente diffusivité de cette eau, la très brève durée d'une onde de choc ne doit pas permettre l'activation de ductilité par mouvement des dislocations. La diffusion peut par contre être le phénomène important durant la phase plus longue de refroidissement de la cible qui suit le choc. On attend donc que le quartz humide présente le même comportement que le quartz sec durant la phase de choc

proprement dite (ductilité pratiquement nulle). La déformation dynamique du quartz (sec ou humide) doit donc procéder par des mécanismes différents.

Le **mailage mécanique** est très rapide (la vitesse de déformation peut atteindre la vitesse du son) et c'est une réponse bien connue des cristaux à des contraintes élevées appliquées à basse température. C'est donc une réponse possible du quartz à une sollicitation telle qu'un choc. On connaît au moins deux types de macles dans le quartz, la macle du Dauphiné (équivalente à une rotation de π autour de l'axe **c**) et la macle du Brésil (elle transforme le quartz droit, groupe d'espace $P3_121$ en quartz gauche, groupe d'espace $P3_221$). Ces deux macles sont fréquemment observées comme macles de croissance (Frondel, 1962). Le possible maillage mécanique du quartz a été très peu observé et donc très peu étudié. De très fines lamelles de macles du Brésil ont été observées par McLaren et al. (1967) dans un échantillon de quartz sec déformé de façon quasi statique sous forte pression de confinement ($\approx 1,5$ à 2 GPa) et très forte contrainte déviatorique (≈ 3 à 4 GPa). Contrairement aux macles de croissance de type Brésil que l'on ne rencontre que dans les plans rhomboédriques, ces fines lamelles de macles mécaniques sont toutes parallèles au plan de base (0001). Mc Laren et al. ont également détecté des dislocations dissociées confinées dans les parois de macles. Ils ont proposé un modèle géométrique de maillage mécanique. Il résulterait de la dissociation et du glissement de dislocations **a** dissociées dans le plan de base. Ce maillage mécanique dans le plan de base a été clairement identifié dans de nombreux grains de quartz d'impacts (Kieffer et al., 1976; Goltrant et al., 1991 et 1992b) mais jamais -jusqu'à présent du moins- dans des quartz tectoniquement déformés. En se rapportant au travail de McLaren et al. résumé plus haut, on donc peut interpréter les observations ci-dessus comme une preuve que l'onde de choc était accompagnée d'une contrainte déviatorique au moins égale à 4 GPa dans le plan de base des cristaux maclés. Cette onde de choc n'avait donc pas la structure simple d'une onde de compression dans un fluide (réduite à une pression).

3) Diagramme de phase et polymorphes de la silice

La silice cristallisée présente de nombreux polymorphes dont les champs de stabilité sont indiqués sur la Fig. 2. A pression modérée, et en augmentant la température, on trouve successivement le quartz α , le quartz β (qui est une variété cristallographiquement très proche du quartz α), la tridymite (qui présente elle aussi des variétés notées α β et γ très proches du point de vue cristallographique), la cristobalite (variétés α et β) et enfin le verre (phase liquide). Les structures du quartz, de la tridymite et de la cristobalite sont bâties sur des arrangements réguliers de tétraèdres SiO_4 . Les transformations de phase quartz \rightarrow tridymite \rightarrow cristobalite sont **reconstructives**, c'est-à-dire lentes et impliquant la rupture de liaisons fortes, le déplacement de certains

atomes sur des distances appréciables dans la maille et enfin la reconstruction de liaisons fortes. Au contraire les transformations entre variétés α , β et γ sont **displacives**, c'est-à-dire rapides et sans rupture ni reconstruction de liaisons fortes.

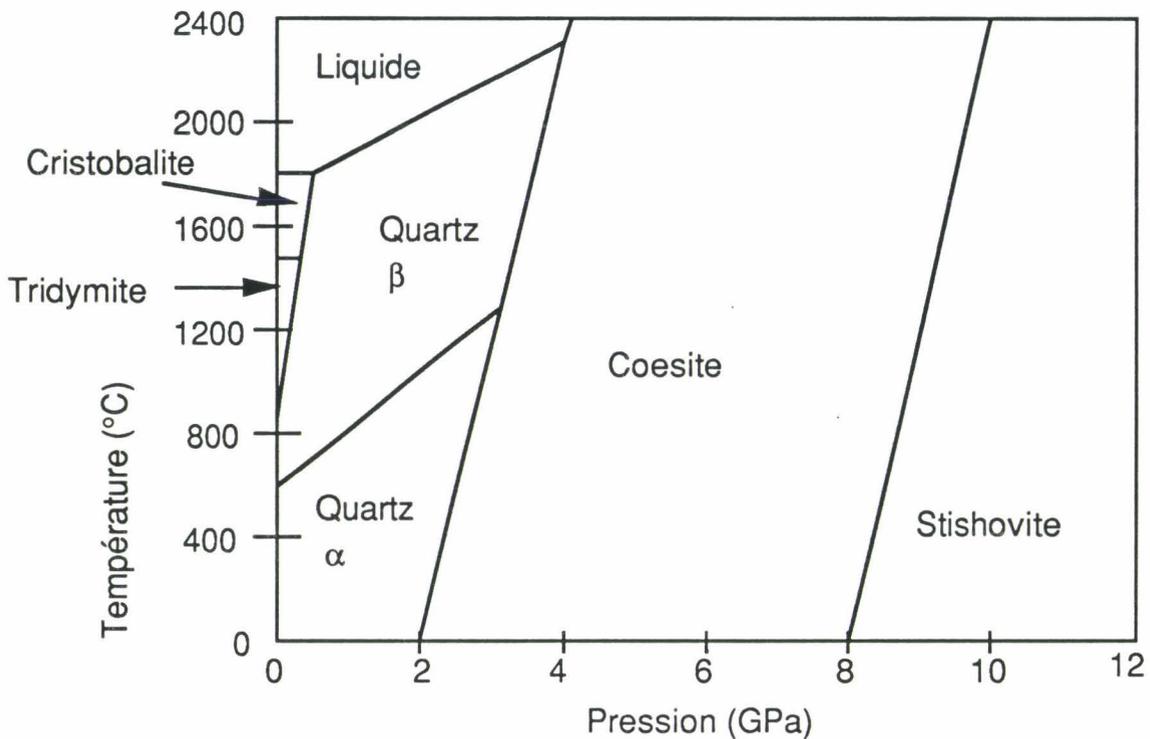


Figure 2: Diagramme de phase de la silice.

Pour des pressions plus élevées ($P \geq 2$ GPa) apparaît la **coesite** qui est encore constituée d'un arrangement régulier de tétraèdres SiO₄. La coesite est monoclinique (groupe spatial C2/c). La maille est définie aux conditions ambiantes par les paramètres $a = 7,135 \text{ \AA}$; $b = 12,372 \text{ \AA}$; $c = 7,174 \text{ \AA}$; $\alpha = 90^\circ$; $\beta = 120,36^\circ$, $\gamma = 90^\circ$ (Gibbs et al., 1977). A température modérée ($\geq 500 \text{ }^\circ\text{C}$) le quartz se transforme en coesite à partir de $P \approx 2$ GPa (Hobbs, 1968; Green, 1972). A plus haute température la cinétique de transformation quartz \rightarrow coesite est assez rapide. Dans la nature, on trouve de la coesite dans des xénolites de kimberlites (Smyth et Hatton, 1977) et dans des grenats de roches continentales subductées (Chopin, 1984). On en détecte aussi dans les roches de sites d'impact de météorites (Chao, 1960; Stöffler, 1971b; Kieffer et al, 1976). Elle est alors souvent associée à l'autre phase haute pression du quartz, la stishovite qui ensemble indiquent un épisode de très haute pression. A partir de 8 GPa apparaît la **stishovite** (groupe spatial P42/mnm; vecteurs de base sont aux conditions ambiantes $a = 4,17 \text{ \AA}$ et $c = 2,66 \text{ \AA}$) qui contrairement aux polymorphes précédents est constituée d'un arrangement régulier d'octaèdres SiO₆. C'est donc une phase nettement plus dense que le quartz (masse spécifique $> 4 \text{ gcm}^{-3}$; masse spécifique du quartz = $2,6 \text{ gcm}^{-3}$).

Diverses études récentes ont montré que le quartz comprimé à température ambiante **s'amorphise** à partir de $P \approx 20$ GPa (Hemley et al., 1988) produisant une phase sans doute métastable et non indiquée sur le diagramme de phase ci-dessus. Ce changement structural est aisément produit dans une cellule à enclumes de diamant et est détecté in-situ par diffraction X et spectroscopie Raman. La phase amorphe subsiste lors de la décompression. Sa structure n'est pas complètement élucidée. Hemley et al. (1988) pensent qu'elle diffère de celle des verres conventionnels obtenus par fusion. Les tétraèdres SiO_4 y seraient nettement plus distordus (avec notamment une diminution de l'angle Si-O-Si et des distances interpolyédrales O-O, Chelikowsky et al., 1991) produisant ainsi une structure plus dense. L'amorphisation sous pression semble débiter sous forme de lamelles dans des plans d'indices cristallographiques simples auxquelles serait associé un cisaillement (Cordier et al., 1993; Kingma et al., 1993). Les orientations de ces lamelles amorphes sont cependant différentes de celles détectées dans les quartz choqués. Lorsque P augmente l'amorphisation s'étend à tout le volume.

4) Observations antérieures des défauts dans les quartz choqués

La spécificité des défauts de choc est très utile pour diagnostiquer un choc lorsque la structure d'impact est érodée et partiellement effacée par les divers processus géologiques post-impacts. L'identification de minéraux choqués est une preuve non ambiguë d'impact. La plupart des études ont été consacrées au quartz qui est un minéral ubiquiste et peu altérable. Ces travaux ont permis de définir des critères de reconnaissance des quartz choqués et d'établir une échelle d'intensité du métamorphisme de choc.

a) Premiers indices de métamorphisme de choc dans le quartz La première découverte d'indices de métamorphisme de choc est due à Chao et al. (1960 et 1962) qui ont trouvé dans le quartz de Meteor Crater des phases haute pression de la silice (coesite et stishovite) et du verre de silice (plus tard nommé **verre diaplectique**). Les premiers indices de choc dans le quartz ont été détectés au microscope optique par McIntyre (1962) sur du matériel de Clearwater Lake, Québec. Ces indices de choc dans des quartz choqués ont ensuite été détectés dans de nombreux autres sites d'impacts (e.g., French et Short, 1968; Von Engelhardt et Bertsch, 1969; Stöffler, 1972; voir aussi la revue récente de Stöffler et Langenhorst, 1994). Au microscope optique, les quartz choqués présentent de fines lignes de contraste parallèles à des plans d'indices cristallographiques simples (Fig. 3). Plusieurs familles au sein d'un même grain sont souvent détectées. L'épaisseur de ces contrastes ne dépasse pas $1 \mu\text{m}$, ce qui interdit pratiquement l'étude de leur structure fine par microscopie optique. Ces défauts plans ont reçu divers noms mais lors d'une conférence récente il fut décidé de les appeler

"Planar Deformation Features" ou PDF (Grieve et al., 1990a). Un grand nombre d'orientations cristallographiques ont été observées, mais la plupart des PDF sont parallèles aux plans rhomboédriques $\{10\bar{1}n\}$ avec $n = 1, 2, 3$ et 4 ; $n = 2$ et 3 sont les valeurs les plus fréquentes. Nombre d'auteurs pensent observer dans ces PDF une phase amorphe (verre diaplectique) (Von Engelhardt et Bertsch, 1969; Stöffler, 1972). Les PDF sont parfois décorés par des inclusions fluides, ces décorations étant interprétées comme résultant d'une altération post-choc (Von Engelhardt et Bertsch, 1969).

Une onde de choc crée également dans le quartz des fractures qui sont souvent parallèles aux plans (0001) , $\{10\bar{1}0\}$, $\{10\bar{1}1\}$ (Stöffler, 1972) bien que le quartz ne présente pas dans les conditions usuelles de clivage facile. Ces fractures sont très vraisemblablement produites par l'onde de raréfaction (qui est une onde de tension). Un autre défaut typique est le **mosaïcisme**. Il correspond à un découpage du grain en de nombreux petits pavés légèrement désorientés les uns par rapport aux autres (Stöffler, 1972). En microscopie optique, le mosaïcisme se manifeste par une extinction très ondulante et sur les diagrammes de diffraction (rayons X ou électronique) par un astérisme des taches de diffraction. Cette structure mosaïque est observée presque systématiquement dans les quartz choqués expérimentalement mais plus rarement dans les quartz des sites d'impact.

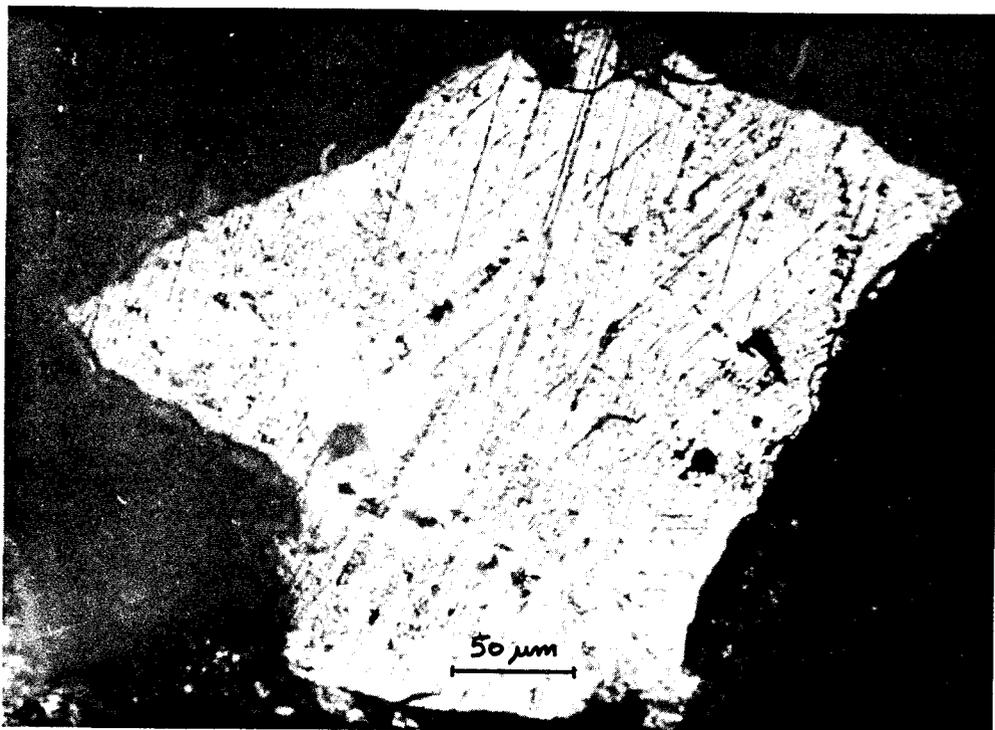


Figure 3: Grain de quartz choqués du site d'impact de Manson (micrographie optique). Deux familles de PDF sont bien visibles (fines lignes de contraste rectilignes).

b) Observations en MET Christie et Ardell (1976) sont les premiers à avoir observé en MET un quartz choqué (provenant du site de Ries Crater, Allemagne). Ils observent des lamelles de phase amorphe. Ces résultats sont par la suite confirmés par Tattevin et al. (1990) et Goltrant et al. (1991) qui ont étudié du quartz provenant de ce même site. L'étude la plus détaillée est l'oeuvre de Kieffer et al. (1976), qui se sont intéressés aux quartzites choquées de Meteor Crater (Arizona). Les PDF sont constitués de lamelles amorphes parallèles aux plans de type $\{10\bar{1}1\}$ et $\{10\bar{1}3\}$. Des macles du Brésil dans le plan de base sont également observées dans les grains modérément choqués. Les informations les plus importantes de cette étude sont les observations de polymorphes de haute pression et haute température (amorphe, coesite, stishovite). La coesite est présente en abondance. Elle est polycristalline (grains de quelques μm de diamètre) et souvent imparfaitement cristallisée (nombreuses macles de croissance dans (010)). Les auteurs suggèrent deux modes de formation possible. La coesite résulterait soit d'une transformation du quartz à l'état solide, soit de la recristallisation d'une phase amorphe haute température pendant la phase de décompression. La stishovite est beaucoup plus rare et se formerait directement à partir du quartz. Les auteurs distinguent plusieurs phases amorphes, formées soit par transformation à l'état solide, soit par la fusion du quartz. Certaines de ces phases amorphes contiennent de très nombreux vésicules, de tailles et de formes irrégulières que les auteurs interprètent comme de la matière fondue injectée dans des fractures ouvertes. Les vésicules résulteraient du dégazage de fluides piégés lors de la fusion sous pression à haute température.

L'autre étude importante a été réalisée récemment par Goltrant et al. (1991, 1992a et 1992b). Ces auteurs ont étudié les structures fines des PDF de quartz collectés dans des structures d'impact d'âges différents (Slate Islands, La Mabaie et Manicouagan au Canada, age approximatif 350 Ma; Ries Crater en Allemagne, environ 15 Ma; Vredefort en Afrique du Sud, ≈ 2000 Ma et enfin les sédiments de la limite K/T à Raton Basin, Colorado, 65 Ma). Les PDF sont des défauts plans très fins ($< 0,1 \mu\text{m}$) contenus dans des plans de type $\{10\bar{1}n\}$ avec $n = 1, 2, 3, 4$ et ∞ . Le cas $n = \infty$ correspond à des macles mécaniques dans le plan de base (0001). Les auteurs estiment que la forte contrainte déviatorique nécessaire pour les nucléer (3 à 4 GPa) prouve qu'il s'agit bien de défauts de choc. Ils montrent également que les autres PDF présentent des sous-structures beaucoup plus variées que ce qui était communément admis (et qui se résumait par PDF = lamelle de phase amorphe). Nos auteurs ne détectent de lamelles amorphes que dans les quartz de l'impact récent de Ries Crater. Les PDF d'impacts plus anciens (Slate Islands, La Mabaie, Manicouagan) sont constitués de bandes de dislocations, d'alignements de petites bulles ou de matière cristalline imparfaitement organisée. La grande variété des microstructures observées est interprétée comme résultant d'événements thermiques post choc, dont l'intensité et la durée diffèrent d'un site à l'autre. Dans tous les cas les PDF auraient partiellement recristallisé. Pour le plus ancien des sites étudiés (Vredefort) les PDF ont complètement disparu!. Goltrant et al.

(1992b) proposent en outre un modèle de formation des PDF que nous résumons brièvement dans une autre section. Enfin Gratz et al. (1988a) ont également étudié les quartz des sédiments de la limite KT à Raton Basin et observent eux aussi que les PDF sont souvent décorés par des inclusions fluides. Ils suggèrent également que le matériel étudié pourrait avoir subi un recuit après le choc.

Les expériences de choc en laboratoire ont pour grand avantage de fournir du matériel choqué "frais" (non affecté par le métamorphisme post-choc comme cela semble si souvent être le cas pour les impacts). Les courbes de Hugoniot du quartz (e.g., Wackerle, 1962; voir aussi la figure 2 du chapitre 1) montrent qu'une phase plus dense se forme entre 10 et 40 GPa. Les observations par MET montrent qu'il s'agit de lamelles de phase amorphe d'orientation cristallographiquement contrôlée (Ashworth et Schneider, 1985; Gratz et al., 1988b et 1992; Tattevin et al., 1990; Stöffler et Langenhorst, 1994). On retrouve les mêmes PDF dans des quartz de sites d'explosions nucléaires (Cordier et al., 1994). Ces expériences montrent donc que les PDF doivent être nucléés à partir d'une pression seuil de ≈ 10 GPa et qu'ils subsistent jusqu'à environ 40 GPa. Plus la pression est grande, plus les PDF sont nombreux et plus le taux d'amorphe est important. La température de l'échantillon avant le choc ne joue pas de rôle significatif (Gratz et al., 1992). De même le contenu initial en eau (quartz sec ou humide) n'a pas d'effet. Dans aucun cas on ne génère de dislocations. La durée du choc ne semble pas non plus être un paramètre important. Les PDF se forment en moins d'une microseconde. La formation des PDF ne semble donc être gouvernée que par la pression.

c) Calibration du métamorphisme de choc Les observations des quartz choqués naturellement, couplées à celles sur des quartz choqués expérimentalement ont permis d'établir une première calibration des effets de choc en fonction de la pression (e.g., Stöffler, 1971a). Aux faibles pressions (entre 10 et 20 GPa) les PDF se forment plutôt dans des plans de type $\{10\bar{1}3\}$. Au dessus de 15-25 GPa, ils sont préférentiellement parallèles aux plans de type $\{10\bar{1}2\}$ (Robertson et Grieve, 1977). La proportion de phase amorphe augmente avec la pression de choc et la température de départ du matériau choqué (Gratz et al., 1992). Aux alentours de 30-40 GPa, une amorphisation en masse démarre qui n'est plus cristallographiquement contrôlée (Stöffler, 1972). Il s'agit d'une transformation à l'état solide à ne pas confondre avec le verre de fusion à haute température (les critères objectifs de distinction basés sur des mesures physiques telles que densité, indices optiques, spectres infra rouge, etc ne sont cependant pas clairs). Cette même gamme de pression voit aussi l'apparition de phases cristallines de haute pression (coesite et stishovite). Au delà de 60 GPa, l'influence de la chaleur induite par le choc devient prépondérante. C'est la fusion, puis la vaporisation autour de 100 GPa (Stöffler, 1984). La Figure 4 résume ces différentes étapes du métamorphisme de choc.

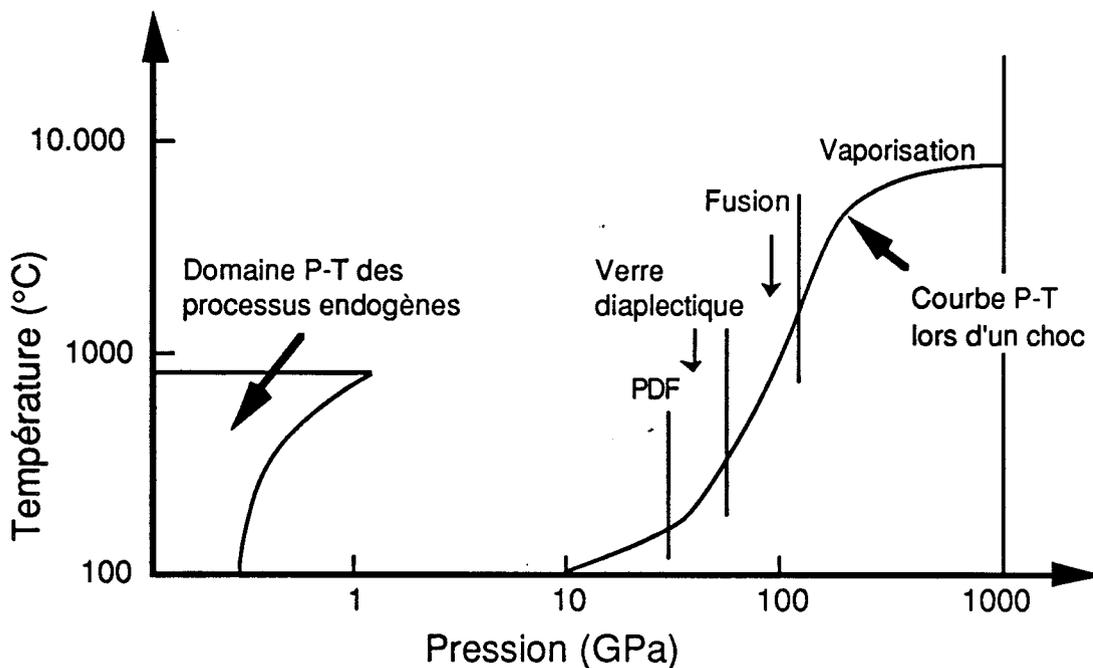


Figure 4: Métamorphisme de choc et métamorphisme classique (d'après Grieve et Pesonen, 1992).

d) Mécanisme de formation des PDF Chao (1967) suggère que les PDF résultent d'une transformation directe à l'état solide quartz \rightarrow amorphe. Pour Von Engelhardt et Bertsch (1969) et Stöffler (1972) la transformation n'est pas directe; c'est la succession quartz \rightarrow polymorphe haute pression (certainement stishovite lors de la compression), puis phase haute pression \rightarrow amorphe lors de la décompression. La plupart des auteurs s'accordent maintenant sur un modèle de formation par l'amorphisation directe (e.g., Gratz et al., 1992). L'étude la plus complète des mécanismes de formation des PDF est celle de Goltrant et al. (1992b). Ces auteurs se basent sur des calculs des constantes élastiques du quartz sous pression pour montrer que le quartz devient instable à partir d'une pression de ≈ 10 GPa. En outre ces instabilités se développent dans des plans de type $\{10\bar{1}n\}$. Les auteurs suggèrent que des germes d'amorphe doivent se nucléer dans ces plans et générer des lamelles amorphes (PDF) à cause ou grâce au front de l'onde de choc en mouvement qui tirerait ces germes pour accommoder les désaccords à la frontière entre matériel comprimé et non comprimé.

En résumé, les PDF sont caractéristiques du passage d'une onde de choc dans le quartz. On ne trouve dans la nature de quartz choqués que dans les roches de cratères d'impact. Les mêmes PDF sont produits expérimentalement (explosions nucléaires, chocs réalisés en laboratoire sur petits échantillons). La MET est bien adaptée à la caractérisation de ces défauts si particuliers.

B - Diopside

1) Cristallochimie

Le diopside appartient à la famille des pyroxènes qui sont des constituants importants du manteau supérieur et des météorites. Le motif cristallin des pyroxènes est assez complexe (pour une description détaillée des structures des pyroxènes voir Cameron et Papike, 1981). Comme dans la plupart des autres silicates, l'entité de base est le tétraèdre SiO_4 . Dans les pyroxènes ces tétraèdres se touchent par les sommets pour former des chaînes linéaires parallèles à l'axe $[001]$. La base des tétraèdres est approximativement parallèle au plan (100) . Tous les tétraèdres d'une chaîne "pointent" dans la direction $[100]^*$ et les chaînes adjacentes pointent alternativement dans les sens $+ [100]^*$ et $- [100]^*$. La distance entre deux chaînes identiques (pointant dans le même sens) définit le paramètre b . Ces chaînes sont reliées les unes aux autres par des cations occupant les sites notés M_1 et M_2 . Les sites M_1 sont les plus réguliers avec une forme sensiblement octaédrique. Ces octaèdres se touchent par les arêtes et forment aussi des chaînes parallèles à l'axe c (donc parallèles aux chaînes tétraédriques). Une couche d'octaèdres est encadrée par deux couches de tétraèdres (une au dessus, l'autre au dessous). Les deux types de chaînes (SiO_3 et $M_1\text{O}_4$) constituent la charpente des pyroxènes. On peut donc décrire la structure des pyroxènes comme une succession de couches parallèles au plan (100) , contenant alternativement des tétraèdres SiO_4 et des octaèdres $M_1\text{O}_6$. Enfin les sites M_2 sont situés de part et d'autre des chaînes octaédriques. Les polyèdres qui leur sont associés sont assez irréguliers. Leur coordinence varie de 6 à 8 selon les structures. C'est la taille du cation dans le site M_2 qui détermine la symétrie du cristal. En effet les chaînes tétraédriques et octaédriques sont légèrement flexibles et se tordent autour d'un axe perpendiculaire au plan (100) pour accueillir un gros cation en M_2 (par exemple Ca^{2+} ou Na^+).

Les pyroxènes se regroupent dans deux structures: les orthopyroxènes (orthorhombiques, comme l'enstatite $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$) et les clinopyroxènes (monocliniques, le diopside en fait partie). Les pyroxènes forment des solutions solides de formule générale $M_1M_2\text{Si}_2\text{O}_6$. La somme des valences de M_1 et M_2 est quatre. On peut donc avoir deux cations divalents (Mg^{2+} , Ca^{2+} , Fe^{2+} ...), soit un cation trivalent (Al^{3+} , ...) et un monovalent (Li^+ , Na^+ , ...). Les pyroxènes les plus fréquents et les plus étudiés sont bâtis avec les cations Mg^{2+} , Fe^{2+} , Ca^{2+} . Le pyroxène proche de la composition $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ est appelé diopside, les sites M_1 et M_2 étant occupés respectivement par les cations Mg^{2+} et Ca^{2+} . Sa structure est monoclinique (groupe spatial $C2/c$) et les paramètres de mailles sont aux conditions ambiantes: $a = 9,746 \text{ \AA}$, $b = 8,899 \text{ \AA}$, $c = 5,251 \text{ \AA}$, $\alpha = \gamma = 90^\circ$, $\beta = 105,6^\circ$ (Cameron et Papike, 1981).

2) Propriétés mécaniques du diopside

La description cristallographique ci-dessus permet de prédire les systèmes de glissement du diopside. Les plans de glissement doivent être denses, ne pas rompre de liaisons fortes Si-O et contenir les vecteurs de Burgers qui sont les plus petites translations du réseau, soit $\mathbf{c} = [001]$, $1/2\langle\mathbf{a}\pm\mathbf{b}\rangle = 1/2\langle 110\rangle$, $\mathbf{b} = [010]$ et $\mathbf{a} = [100]$. Les systèmes de glissement possibles sont donc $[001](100)$, $[001](010)$, $[001]\{110\}$, $1/2\langle 110\rangle\{110\}$ et $[010](100)$ (Avé Lallemand, 1978; Ingrin et al., 1992). Le système $[001](100)$ est le plus aisé à température modérée mais à partir de 900°C , les deux systèmes équivalents $1/2\langle 110\rangle\{110\}$ deviennent dominants.

Comme le quartz, le diopside peut se déformer par maclage mécanique. Deux types de macles ont été caractérisés (Kirby et Christie, 1977). Elles sont parallèles à (100) et (001) respectivement. Le maclage sur (100) résulte de la nucléation et de la propagation de dislocations partielles $1/2 \mathbf{c}$. Ces mêmes dislocations sont aussi utilisées pour modéliser le maclage dans (001) .

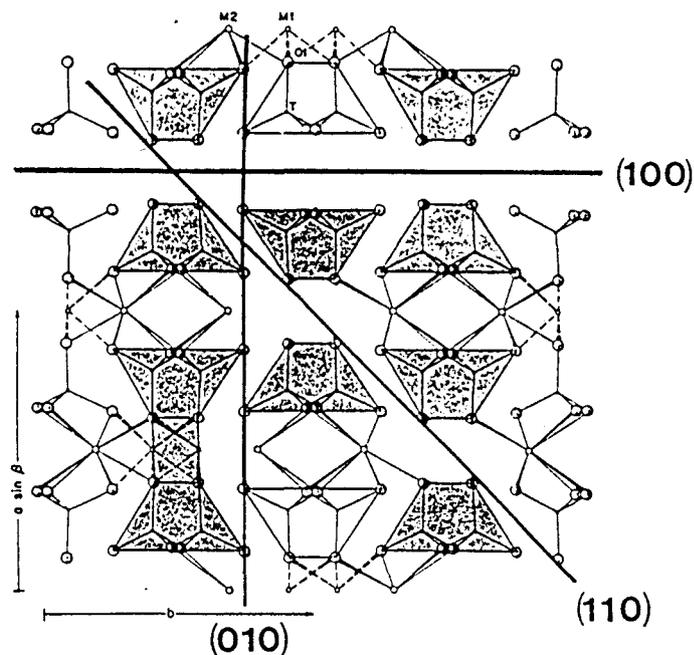


Figure 5: Projection de la structure du diopside sur (001) . C'est un empilement de plans (100) d'oxygènes et de cations. Les plans de glissement faciles sont les plans qui ne coupent pas de liaisons fortes Si-O, soit (100) , (010) et $\{110\}$ (d'après Ingrin et al., 1992).

3) Etudes antérieures des défauts de choc dans le diopside

Le métamorphisme de choc dans les pyroxènes est beaucoup moins bien documenté que dans le cas du quartz. Ceci est peut-être à relier à la faible occurrence de pyroxènes dans les matériaux de la croûte terrestre impliquée dans les impacts météoritiques. Le métamorphisme de choc des pyroxènes n'est connu qu'à travers l'étude de météorites choquées et les expériences de choc. La première investigation de diopside choqué expérimentalement est due à Hornemann et Müller (1971) qui ont choqué des monocristaux de diopside à des pics de pression de 5 à 39 GPa et ont observé en MET les défauts induits. Ils observent essentiellement de fines ($\approx 0,2 \mu\text{m}$) lamelles de macles dans (001), quelque soit l'orientation de l'échantillon choqué. Stöffler (1972) et Nord et McGee (1979) ont étudié des diopsides d'échantillons lunaires puis Ashworth (1980a), Ashworth (1985) et Müller (1993) ont étudié des diopsides de météorites choquées naturellement ou expérimentalement. On peut résumer leurs travaux de la façon suivante: les météorites faiblement choquées contiennent des macles (100) (Ashworth, 1980a), comme l'augite lunaire faiblement choquée (Nord et McGee, 1979). Des macles (001) apparaissent dans des échantillons plus fortement choqués (Stöffler, 1972; Ashworth 1985), les deux systèmes de macles coexistent souvent (Ashworth, 1985; Müller, 1993). Il semble que le choc active aussi les dislocations mais les systèmes de glissement n'ont pas été caractérisés. Les courbes de Hugoniot suggèrent que le diopside se transforme en une phase haute pression à partir de 50 GPa (Svendsen and Ahrens, 1983) mais on n'a pas caractérisé les nouvelles phases formées; les diagrammes d'équilibre (Liu, 1987) suggèrent une décomposition soit en oxydes simples ($\text{MgO}+\text{CaO}+\text{SiO}_2$) soit en deux perovskites ($\text{MgSiO}_3+\text{CaSiO}_3$).

Chapitre 3

Impacts météoritiques

Manson (Etats-Unis)

Popigai (Sibérie)

Vredefort (Afrique du Sud)

Les trois grands impacts que nous avons étudiés (Manson, Popigai, Vredefort) n'ont pas été choisis au hasard. Manson est actuellement l'objet de beaucoup de spéculations car il pourrait dater de 65 Ma (qui est l'âge de la limite K/T). De plus, il est situé aux Etats-Unis où l'on trouve les plus gros quartz choqués dans les sédiments K/T, suggérant que la "source" est proche des Etats Unis. Popigai est un impact jeune (35 Ma), de très grande taille et apparemment bien conservé; nous avons supposé que les défauts de choc y sont peu altérés. Vredefort, en Afrique du Sud, est la plus vieille structure attribuée à un impact météoritique connue sur terre (2000 Ma). Son origine est encore débattue (explosion interne, déformation tectonique, impact météoritique?), nous avons entrepris d'y chercher d'éventuels défauts de choc.

I - Structure d'impact de Manson

Le site Le cratère de Manson (Iowa, Etats-Unis) est le plus grand impact connu sur le territoire des Etats-Unis avec un diamètre d'environ 35 km (Fig. 1). La chute de la

météorite date de 65,7 Ma (Kunk et al, 1989), une date très proche et pratiquement indistinguable de celle de la limite Crétacé-Tertiaire. Cette apparente simultanéité est troublante et certains chercheurs se sont sérieusement demandé si Manson pouvait être à l'origine de la crise K/T (French, 1984; Kunk et al., 1989). C'est en effet dans cette région d'Amérique du Nord que l'on trouve en abondance de gros grains de quartz choqués dans la couche de sédiments K/T (Bohor et al., 1987). Il semble maintenant bien admis que la petite taille du complexe de Manson écarte la possibilité qu'il soit le seul responsable de la catastrophe (Grieve, 1989; Hartung et al., 1990). Il n'est néanmoins pas impossible que le cratère de Manson soit associé à celui, plus important qui serait le responsable de la catastrophe. Manson pourrait être un impact secondaire ou un cratère associé dans l'hypothèse de la chute d'un astéroïde fragmenté. Manson détient donc peut-être une des clés de l'énigme K/T. Ces hypothèses ont été récemment contestées. L'impact de Manson aurait eu lieu il y a 73 Ma (Izett et al., 1993). De plus, la datation des zircons choqués présents dans les sédiments de la limite Crétacé-Tertiaire en Amérique du Nord ne correspond pas à l'âge du socle de Manson (Krogh et al., 1993), écartant par conséquent sa contribution éventuelle pour la limite Crétacé-Tertiaire.

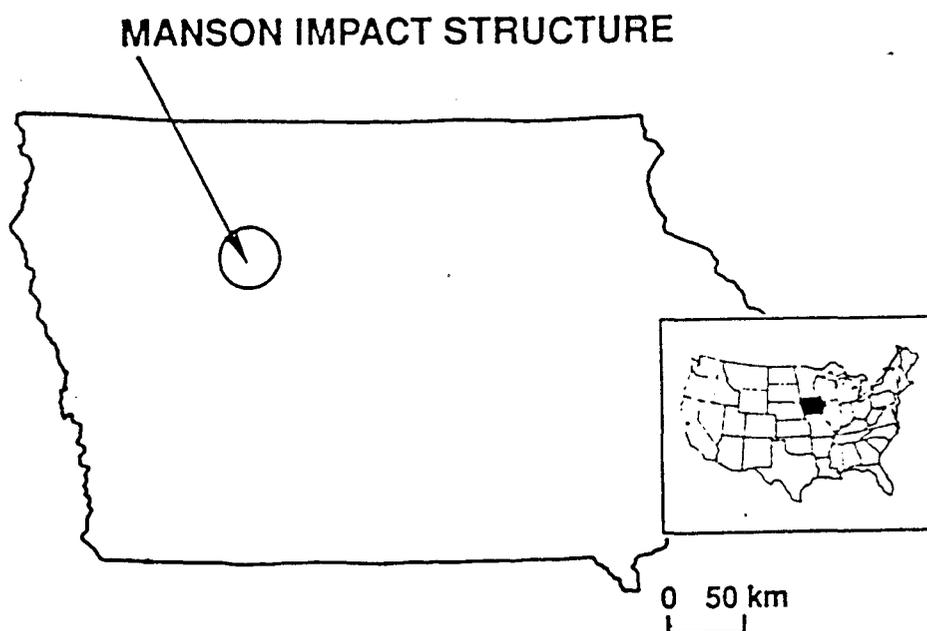


Figure 1: Localisation de la structure d'impact de Manson (d'après Koeberl et Hartung, 1992)

Juste après l'impact, l'aire centrale du cratère a été violemment relevée (de ≈ 4000 m d'après Hartung et al., 1990). Les roches de cette région, ainsi que les

sédiments avoisinants montrent des évidences de violente déformation, alors que les séquences sédimentaires plus éloignées sont normalement ordonnées. Le cratère est aujourd'hui totalement enfoui sous des dépôts sédimentaires quaternaires. Durant cette période, des glaciers l'ont érodé, de telle sorte qu'il est complètement invisible depuis la surface de la Terre. La structure a été découverte lors de la construction d'un puits et n'est connue que grâce à des forages. Nous avons travaillé sur les carottes du site 2A, (forage de 146 m de profondeur effectué au coeur de la structure en 1953). Hoppin et Dryden (1958) qui ont effectué l'examen pétrologique des carottes parlent d'une extrême déformation et d'une forte altération hydrothermale. Short (1966) a été le premier à trouver des évidences de métamorphisme de choc (PDF) dans les quartz de Manson et a par conséquent identifié cette structure comme résultant d'un impact. Ces observations ont ensuite été confirmées par Bunch (1968) et Short et Bunch (1968). L'intérêt pour les impacts et cette structure en particulier ont permis la mise sur pied récente (1991-1992) d'un nouveau programme de 12 forages atteignant une profondeur de 380 m répartis en divers sites qui couvrent cette fois l'ensemble de la structure (du coeur à sa périphérie). La figure 2 montre une coupe verticale schématique du cratère.

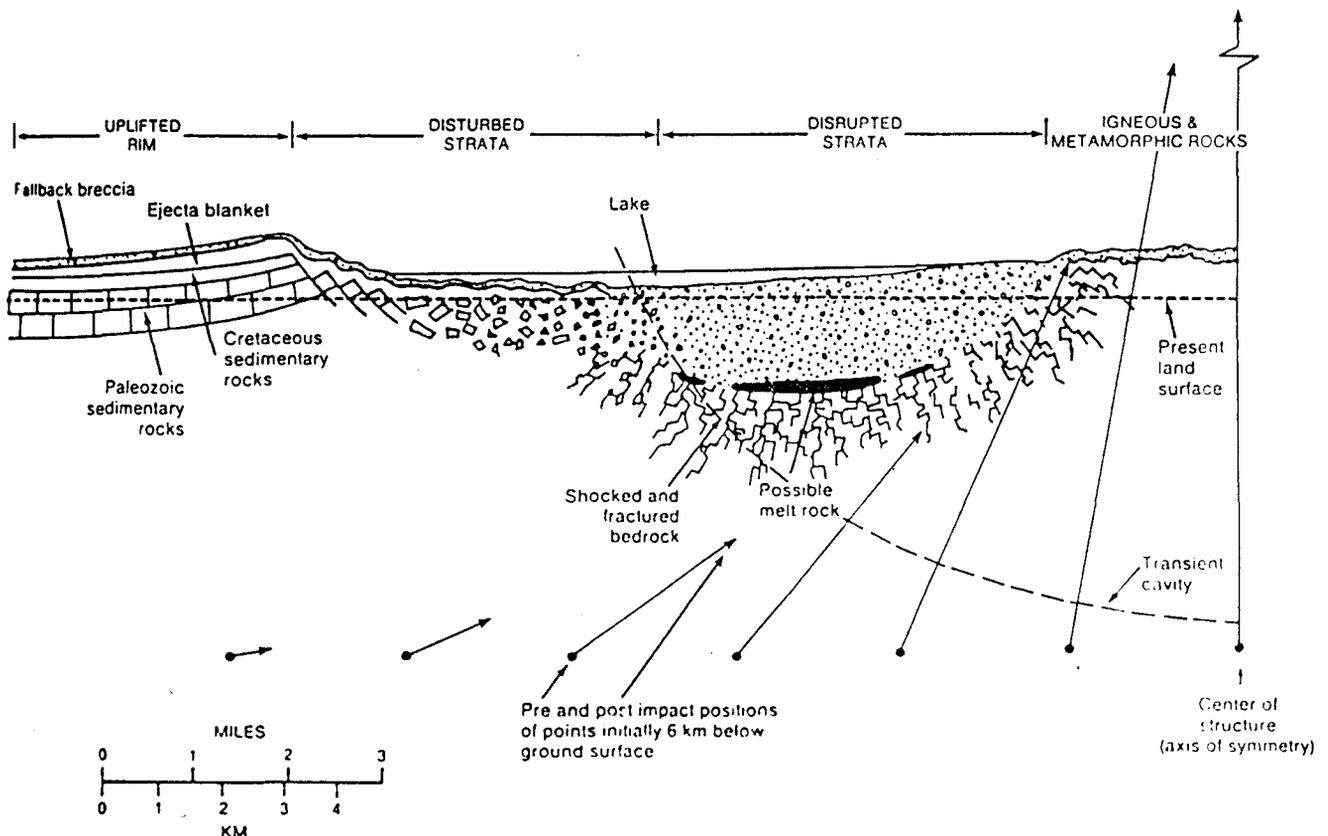


Figure 2: Demi coupe schématique du cratère de Manson (supposée symétrique par rapport au centre). Les flèches indiquent les mouvements de matière durant l'extrusion de l'aire centrale. Une estimation du niveau d'érosion actuel est indiquée par le trait pointillé horizontal (d'après Hartung et al., 1990).

R Anderson (Iowa State Geological Survey) nous a fourni deux morceaux de carotte (profondeurs 51 et 77 mètres) et nous les avons étudiés en MET dans l'espoir d'obtenir des informations quantitatives sur l'atténuation de l'onde de choc. En microscopie optique les quartz de ces deux niveaux ont une couleur marron pâle qui d'après Short et Gold (1993) est due à de l'altération. On observe aussi une grande densité de PDF (au moins une famille par grain, certains étant décorés de petites inclusions fluides, Fig. 3).

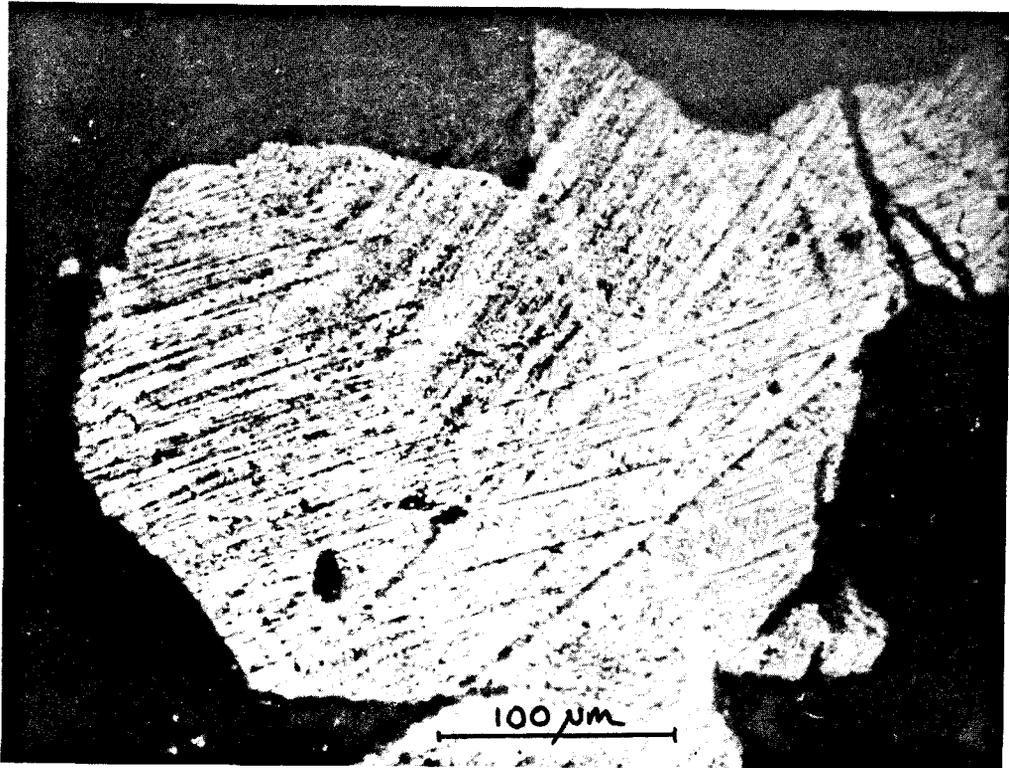


Figure 3: Manson - Micrographie optique en lumière polarisée d'un grain de quartz choqué de Manson. On remarque la présence de nombreux PDF (fines lignes de contraste rectilignes).

Matériel collecté à 51 m Les défauts de choc apparaissent en MET comme de fins contrastes ($\approx 0.2 \mu\text{m}$) rectilignes et parallèles aux plans rhomboédriques $\{10\bar{1}n\}$ avec $n = 2$ et 3 comme valeurs les plus fréquentes. Leur densité est d'un ordre de grandeur supérieure à celle détectée optiquement (distance moyenne entre PDF = $1 \mu\text{m}$). On en détecte dans tous les grains, qui en contiennent plusieurs familles de PDF (Fig. 4).



Figure 4: Vue générale en MET des PDF dans les quartz de Manson (champ clair).

La structure fine des PDF n'est pas aisément identifiable, même en MET. Nous ne détectons aucun indice de matière amorphe en diffraction électronique (pas d'anneaux diffus). Les contrastes en deux ondes sont des contrastes de déformation de très petits défauts en grande densité (précipités ou boucles de dislocations). Leur taille n'excédant pas 30 nm, il est difficile de résoudre les contrastes individuels de ces petits défauts. Nous avons essayé de résoudre les images individuelles par la technique des faisceaux faibles (weak beam), qui fournit une meilleure résolution des contrastes de déformation. Cette méthode consiste à s'écarter fortement des conditions de Bragg de façon que seules les régions très proches du centre de déformation se retrouvent en conditions de Bragg de sorte que seules ces régions contribuent de façon appréciable à l'image dont l'extension spatiale est plus faible qu'en champ clair traditionnel. La limite de résolution de cette technique correspond à des images résolues de défauts de taille ≈ 10 nm séparés de 10 à 15 nm. Ce sont typiquement les dimensions des images que nous obtenons. Il y a très certainement des centres de déformation plus petits et plus proches non résolus. Les images de weak beam sont faiblement contrastées et à symétrie sensiblement circulaire (Fig. 5), ce qui signifie que les champs de déformation sont faibles et à symétrie radiale. Il s'agit vraisemblablement de petites bulles (mais un calcul complet de contraste prenant en compte la position du défaut dans la lame mince serait nécessaire pour s'en assurer). Il est vraisemblable

qu'un fluide aqueux a précipité préférentiellement sur les défauts de choc. Il y a peut être aussi des petites boucles de dislocations dont le champ de déplacement en $1/r^2$ est également faible. Quelques segments de dislocations (champ de déplacement en $1/r$) sont également détectés au sein de ces faibles contrastes. Le cas du PDF n°1 de la Fig. 5 présente une densité de petits contrastes si élevées qu'on ne résout plus les contrastes individuels, par contre le PDF n°2 de cette même figure contient une densité plus faible de petits contrastes et ceux-ci sont bien résolus.

Notre hypothèse que ces petits contrastes correspondent à des petites bulles est confortée par l'observation de PDF décorés de bulles plus grosses (jusqu'à $0,5 \mu\text{m}$), en moindre densité et identifiables de façon non ambiguë. La forme de cristaux négatifs de ces bulles atteste qu'elle sont remplies d'un fluide qui par dissolution-redéposition a minimisé leur énergie de surface. Ces PDF décorés de grosses bulles contiennent aussi une assez grande densité de dislocations (Fig. 6).



Figure 5: Manson - PDF dans $(10\bar{1}3)$ constitués d'une grande densité de petits défauts (très vraisemblablement des bulles d'eau). Leurs contrastes individuels peuvent être résolus lorsque leur densité n'est pas trop élevée (PDF n°2). Au contraire les contrastes individuels ne sont pas résolus dans le cas du PDF n°1 (weak beam)

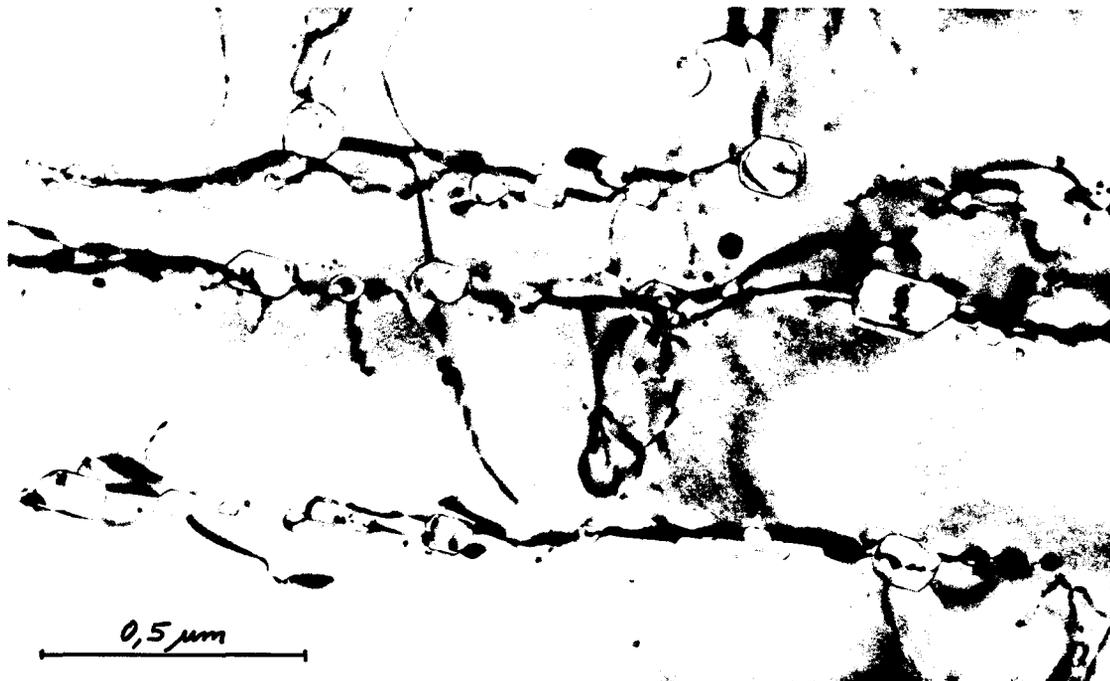


Figure 6: Manson - PDF décorés de grosses bulles et de dislocations (champ clair).

On observe aussi dans certaines zones de composition quartzitique une texture "mosaïque" (Fig. 7a) constituée de petits cristaux (taille $\approx 1 \mu\text{m}$) légèrement désorientés les uns par rapport aux autres (désorientation de quelques degrés). Les frontières séparant les cristaux de quartz ne semblent pas être des sous joints usuels. Il s'agit plutôt de fines zones, sans doute cristallines, mais fortement perturbées par une grande densité de défauts et dont nous n'avons pu résoudre la structure fine. Nous pensons que cette texture résulte de l'intersection de deux familles de PDF qui ont "découpé" le cristal initial en petits blocs séparés par des PDF amorphes. Ces petits blocs se sont ensuite légèrement désorientés les uns par rapport aux autres, les incompatibilités de rotation étant concentrées dans la phase amorphe entre les blocs, qui doit être plus ductile que le quartz. La recristallisation ultérieure des frontières amorphes aurait produit les interfaces observés.

Des alignements d'inclusions fluides sont aussi détectés le long de défauts plutôt sinueux (Fig 7b). Il est très probable que ces défauts étaient initialement des fractures produites par l'onde de choc. Des fluides y ont ultérieurement circulé et ont cicatrisé les fractures, laissant ces alignements de bulles. Notons enfin que les dislocations libres présentes entre les PDF forment des sous-joints et des jonctions typiques d'un épisode métamorphique post-choc.

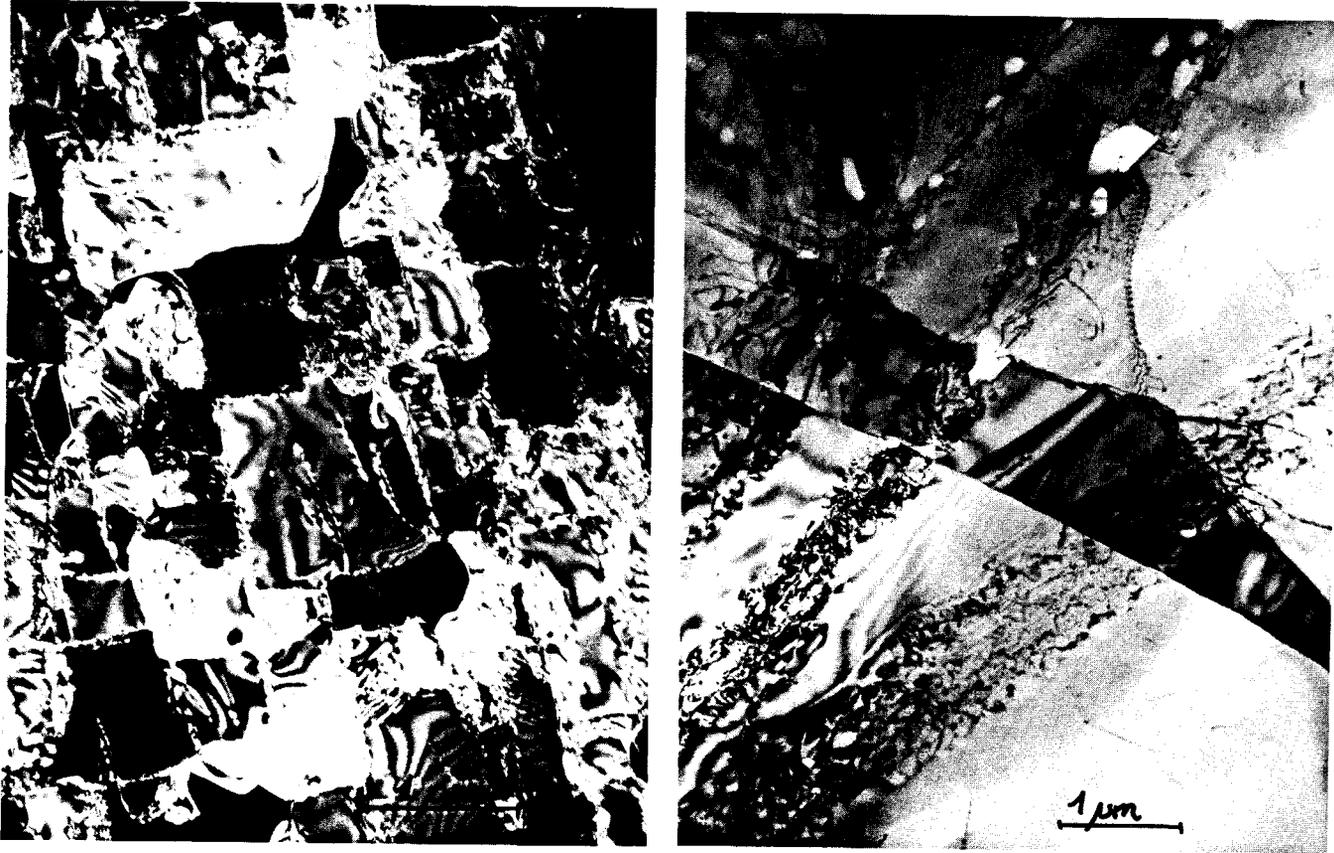


Figure 7: Manson - (a) Texture "mosaïque" constituée de petits cristaux ($\approx 1 \mu\text{m}$) légèrement désorientés les uns par rapport aux autres (Weak beam). (b) Alignements d'inclusions fluides résultant de la pénétration de fluides dans des fractures produites par l'onde de choc. La cicatrisation de ces fractures durant l'étape métamorphique post-choc a piégé les fluides. On note aussi la présence de sous-joints, désorientant fortement le réseau cristallin (Champ clair)

Matériel collecté à 77 m Il y a moins de quartz dans ce matériel et les microstructures de défauts dans les quelques quartz examinés diffèrent nettement de celles des échantillons collectés à 51 m. Une large proportion des quartz à 77 m présente une texture mosaïque constituée de petits cristaux de $\approx 0,5 \mu\text{m}$. Malgré leur petite taille la plupart contiennent des PDF (Fig 8a). Les diffractions de ces zones sont bien représentatives d'une structure mosaïque avec un étirement des spots prononcé qui traduit les légères désorientations entre petits cristaux, mais montre qu'ils proviennent tous d'un même monocristal. Les désorientations sont toute fois plus importantes que dans le matériel collecté à 51 m; elles atteignent ici 20° .

Les régions sans mosaïcisme sont constituées de grains de quartz équants de quelques μm , sans défauts (Fig. 8b), à l'exception de quelques bulles. Cette texture est typique d'une recristallisation (à partir de silice fondue?) postérieure au choc. Une précipitation d'eau appréciable est souvent détectée aux joints de grains, i.e. cette recristallisation a été favorisée par la présence d'eau.

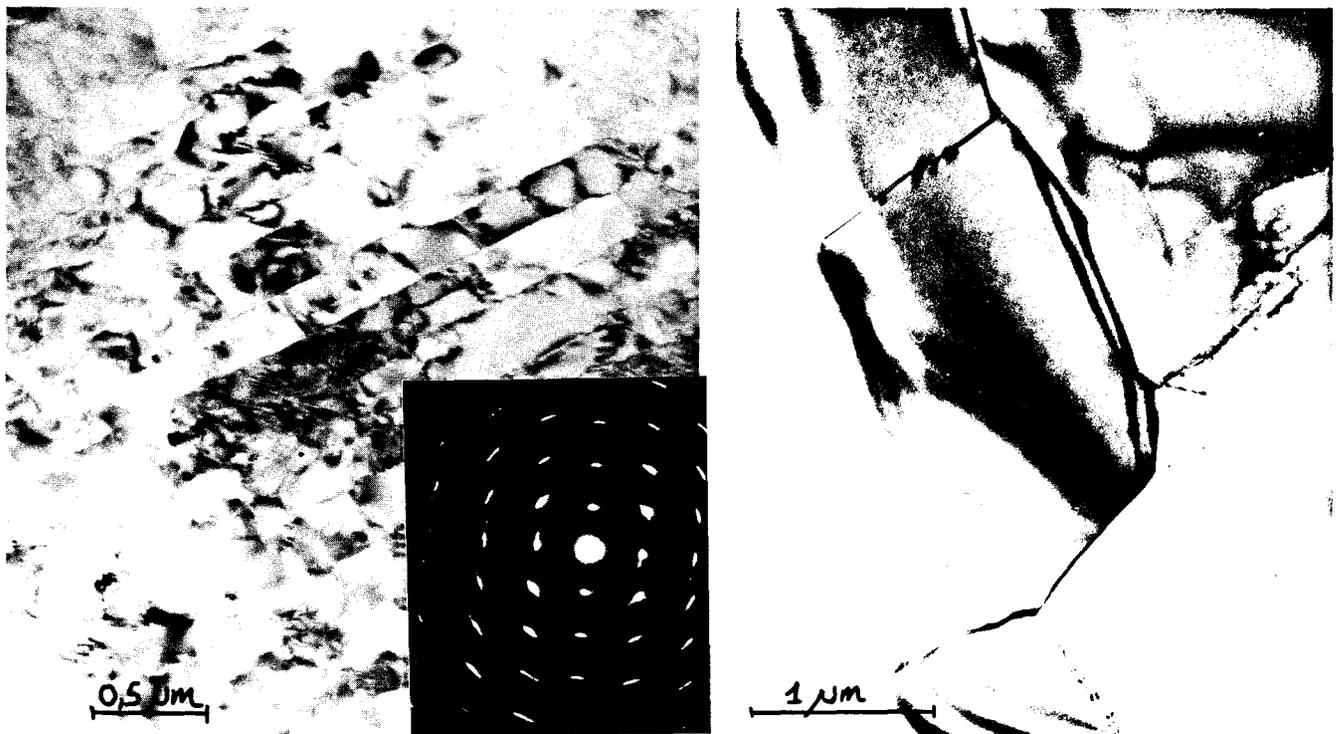


Figure 8: Manson - (a) Structure mosaïque constituée de très petits cristaux ($< 0,5 \mu\text{m}$). Les PDF restent cependant visibles. Les spots de diffraction présentent un étirement marqué, illustrant la désorientation de ces petits blocs (qui atteint ici 10°). (b) zone recristallisée (champs clairs).

Discussion

Les quartz du cratère de Manson contiennent aux profondeurs 51 et 77 m de larges zones à texture mosaïque qui proviennent très probablement de l'intersection de deux familles de PDF. Bien qu'on ne détecte pratiquement pas de PDF dans les quartz issus de 77 m, ils ont du en contenir une grande densité (leurs reliques sont les textures mosaïques). On peut donc dire que tous les quartz observés contiennent ou ont contenu une grande densité de PDF. Ceux encore visibles à 51 m de profondeur ont une structure fine altérée par l'activité des fluides qui ont abondamment circulé dans cette roche très fissurée (les roches choquées constituent un excellent réservoir d'eau; c'est grâce à cette propriété que le cratère de Manson a été découvert!). Il est manifeste qu'il s'agit d'une guérison plus ou moins avancée de ce qui était sans doute juste après le choc de fines lamelles de silice amorphe dans les plans rhomboédriques $\{10\bar{1}n\}$, comme celles observées dans des impacts plus jeunes et moins altérés (Kieffer et al., 1976; Christie et Ardell, 1976; Goltrant et al., 1991) ou dans des quartz choqués expérimentalement (Gratz et al., 1992). Ces lamelles de silice amorphe ont dissous de grandes quantités d'eau (jusqu'à 8 % en poids, McMillan et Remmele, 1986). Les

fluides dissous ont assisté leur recristallisation en quartz. Ces fluides ont ensuite été rejetés car le quartz présente une très faible solubilité pour l'eau (Cordier et Doukhan, 1989). Les PDF sont maintenant composés par des alignements d'inclusions fluides. Les PDF de Manson se rapprochent de ceux déjà fort dégradés des impacts canadiens (La Malbaie et Slate Islands, âgés tous deux de 350 Ma) décrits par Goltrant et al. (1991 et 1992b). Ces PDF sont composés de dislocations, de petites bulles. Dans le cas de Manson, 65 Ma d'altération post-choc a suffi pour affecter gravement la microstructure originale, ce qui a conduit à une guérison partielle et localement presque totale des PDF. Il est remarquable que malgré cette profonde évolution, les PDF restent aisément détectables optiquement (les bulles agissant comme des diffuseurs de la lumière). On retrouve donc partout les traces de l'onde de choc et la disparité actuelle de microstructures entre les deux échantillons doit traduire deux modes de déformation différents ou deux modes d'altération différents. Comme la température des épisodes métamorphiques post-choc ne peut avoir été très différente aux deux niveaux étudiés distants de 25 m seulement, il faut supposer que c'est la circulation d'eau qui a été plus intense à 77 m.

Enfin, il importe de noter que contrairement à beaucoup d'autres quartz d'impacts on n'observe pas de fines macles mécaniques dans le plan de base. Ces échantillons ayant été collectés au centre de la structure et la recristallisation étant inexistante, au moins au niveau 51 m, on peut supposer que l'onde de choc était pratiquement sphérique, essentiellement de type compressive. Il revient au même de dire que sa ou ses composantes déviatoriques étaient trop faibles pour produire du maillage mécanique dans le quartz. Cette situation est comparable à celle rencontrée au centre de la structure du Vredefort (voir la dernière section de ce chapitre). L'examen de roches issues des nouveaux forages (1992) du cratère de Manson devrait permettre de répondre à cette question importante.

II-L'astroblème de Popigai

Généralités Popigai est un gros cratère d'impact de 100 km de diamètre environ, situé en Sibérie. Son âge n'est pas encore déterminé avec précision, les datations oscillent entre 35 Ma (Bottomley et al., 1989) et 65 Ma (Dieno et al., 1991), cette dernière valeur identique à l'âge de la limite K/T en fait un autre candidat comme cause de la crise K/T. Sa taille plus importante que celle de Manson en ferait même un candidat plus sérieux, mais la très faible quantité de quartz choqués trouvée dans les sédiments K/T d'Europe et d'Asie (i.e. à moyenne distance du site) par rapport au continent Nord-Américain n'est pas un argument en sa faveur (Izett, 1991). Popigai est néanmoins l'un des grands cratères terrestres et il a été peu étudié par les chercheurs occidentaux. La presque totalité de la littérature sur le sujet est en langue russe.

Deux échantillons de gneiss choqués nous ont été fournis par V Feldmann (Moscou) avec des indications approximatives de pression (20-25 et 40-45 GPa respectivement) mais pas sur les localités où ils ont été collectés. La microscopie optique révèle dans les deux de nombreux contrastes fins et rectilignes qui peuvent être des PDF (Fig. 9a). Dans l'échantillon ayant subi le choc le plus intense, la plupart des quartz deviennent opaques dans les zones présentant une forte densité de ces défauts (Fig. 9b). Nous avons concentré nos investigations en MET sur ces régions opaques.

Résultats

Echantillon choqué à 25-30 GPa En MET on observe dans les quartz de nombreux contrastes très fins (100 Å) et rectilignes, parallèles aux plans de type $\{10\bar{1}2\}$ et $\{10\bar{1}3\}$. Plusieurs familles sont fréquemment détectées dans un même grain et elles s'intersectent sans contraste particulier aux intersections (Fig. 10).

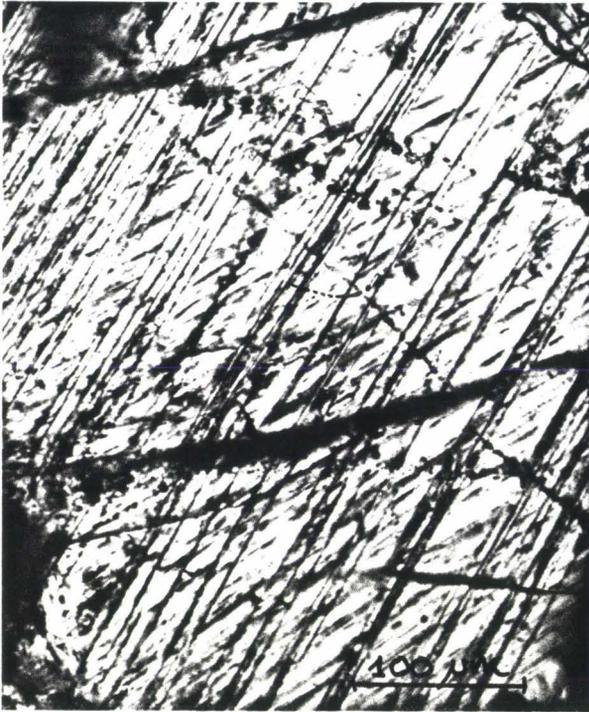


Figure 9: Popigai - PDF dans les quartz des deux échantillons de Popigai (microscopie optique). (a) Echantillon choqué à 20-25 GPa avec deux familles sécantes. (b) Echantillon choqué à 40-45 GPa avec plusieurs familles sécantes. Les zones à forte densité de contraste sont opaques.

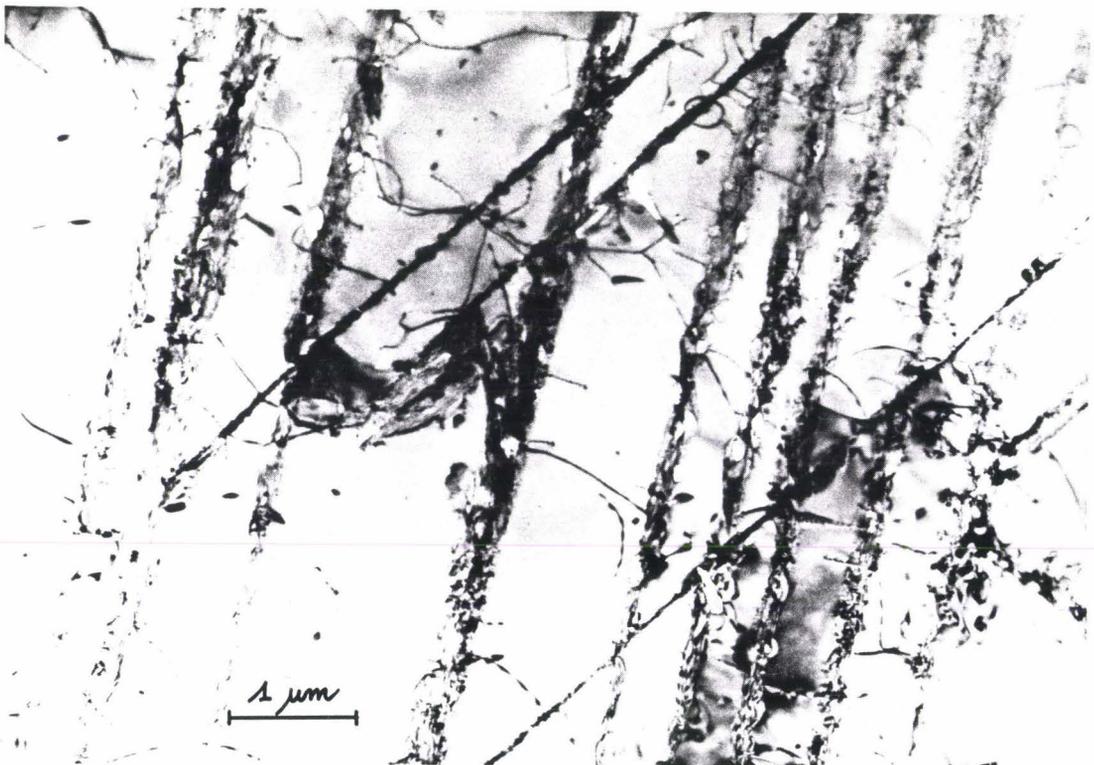


Figure 10: Popigai - Echantillon choqué à 25-30 GPa. Deux familles de PDF sécantes dans les plans $\{10\bar{1}2\}$ et $\{10\bar{1}3\}$ (champ clair)

L'extrême finesse de ces défauts (Fig. 11a) rend difficile la caractérisation de leur structure fine. Les contrastes sont faibles, ce qui est cohérent avec de fines lamelles amorphes n'induisant pas de champ de déformation appréciable dans la matrice cristalline avoisinante. Lorsqu'ils sont inclinés par rapport au faisceau électronique ces défauts présentent en deux ondes un contraste de franges irrégulières (Fig. 11b) qui traduit une interface abrupte (franges de coin de cristal). Il s'agit donc bien de PDF constitués de fines lamelles amorphes. Nombre de PDF présentent sur une partie de leur longueur une décoration de petites inclusions fluides. Ce sont très probablement comme dans les cas précédents des petites bulles de fluide aqueux qui était dissout dans la silice amorphe des PDF et a précipité lorsque le PDF a recristallisé en quartz. En effet les segments décorés ne présentent plus de contrastes de franges irréguliers, il n'y a plus de frontière cristal-amorphe dans ces zones. La taille des bulles est très variable, la plupart sont très petites ($\approx 500 \text{ \AA}$), quelques autres nettement plus grosses (jusqu'à $1 \mu\text{m}$). Il est remarquable que l'altération aqueuse ait été à la fois efficace et très hétérogène ou très localisée.



Figure 11: Popigai (échantillon choqué à 20-25 GPa) - (a) Fins PDF parallèles à $(10\bar{1}3)$ vus de bout. Ils sont décorés de nombreuses petites bulles. (b) Les mêmes PDF inclinés par rapport au faisceau d'électrons. On remarque qu'un certain nombre d'entre eux présentent un contraste de franges irrégulières. Ces franges sont absentes si des inclusions fluides sont connectées sur le défaut, illustrant la recristallisation assistée par la présence de fluides (champs clairs).

Nous détectons aussi des lamelles amorphes nettement plus épaisses (jusque 0,5 μm , Fig. 12). Les contacts matrice cristalline-amorphe sont encore très nets et bien visualisés par des franges d'interface (coin de cristal). Du fait de leur épaisseur comparable à celle de l'échantillon il est difficile de déterminer correctement les plans de ces lamelles. Nos mesures stéréographiques sont compatibles avec des interfaces de type $\{10\bar{1}n\}$ avec $n = 1, 2$ et 3 . On détecte parfois plusieurs familles de lamelles sécantes (Fig. 12). Ces lamelles présentent donc des analogies certaines avec les PDF (qui, rappelons le sont de fines lamelles de silice amorphe, l'amorphisation à l'état solide étant générée par l'onde de choc pour minimiser l'énergie de désaccord dans le front d'onde entre cristal comprimé et cristal non encore comprimé, modèle de Goltrant et al., 1992). La grande différence d'épaisseur avec les premiers PDF est cependant troublante. Nous avons enregistré des micro-analyses chimiques sur ces lamelles amorphes. Les micro-analyses (tableau 1) indiquent la présence de nombreux ions connus pour être solubles dans le verre (Al, Ca, Na, K, Fe). Nous pensons qu'il s'agit de fractures (sans doute générées par l'onde de raréfaction) dans lesquelles du verre a été injecté. Ce verre doit provenir de la fusion de minéraux moins réfractaires que le quartz. Nous observons parfois dans ces lamelles de nombreux petits trous de forme irrégulière qui ressemblent à des déchirures (Fig. 13a). Ils peuvent résulter de la déformation rapide de ce verre durant son refroidissement (phénomène de décohésion bien connu dans les polymères). Nous détectons également de profondes veines (Fig. 13b), quelquefois sinueuses et de composition chimique voisine de celles rapportées dans le tableau 1.

Tableau n°1: Composition chimique de quelques lamelles de verre.

SiO ₂	Al ₂ O ₃	K ₂ O	CaO	Na ₂ O	FeO
78.8	16.0	0.3	4.2	0.7	0
75.4	17.7	0.3	6.3	0.3	0
75.9	16.5	0.6	6.5	0.4	0.1



Figure 12: Popigai (échantillon choqué à 20-25 GPa) - Deux familles de lamelles sécantes (champ clair)



Figure 13: Popigai (échantillon choqué à 20-25 GPa) - (a) Les lamelles amorphes contiennent parfois des vides irréguliers. (b) Micrographie, montrant des veines d'orientation irrégulière (champs clairs)

Echantillon choqué à 40-45 GPa Les microstructures des quartz sont nettement différentes dans cet échantillon. Certains grains contiennent de telles densités de défauts (Fig. 14a) que nous n'avons pu vérifier qu'il s'agissait de matière cristalline que par leurs diffractions électroniques. Ces diffractions nous ont en outre montré qu'il s'agissait de monocristaux! Les différents spots de diffraction sont très souvent légèrement étirés, indiquant que cette zone est constituée de très petits grains de quartz, dont l'orientation relative est très proche. Aucun PDF n'a pu être détecté dans ces zones, soit parce qu'il n'y en avait pas soit plus vraisemblablement, parce que leurs contrastes sont cachés par les contrastes des autres défauts. D'autres zones sont constituées de petits grains de quartz (taille $\approx 2-3 \mu\text{m}$) ne contenant aucun défaut à l'exception de quelques bulles et de petits précipités solides de taille de l'ordre de 500 \AA (Fig. 14b). Les grains sont équants et les joints de grains font des angles voisins de 120° typiques d'une recristallisation achevée. On note une forte précipitation de bulles aux joints de grains.

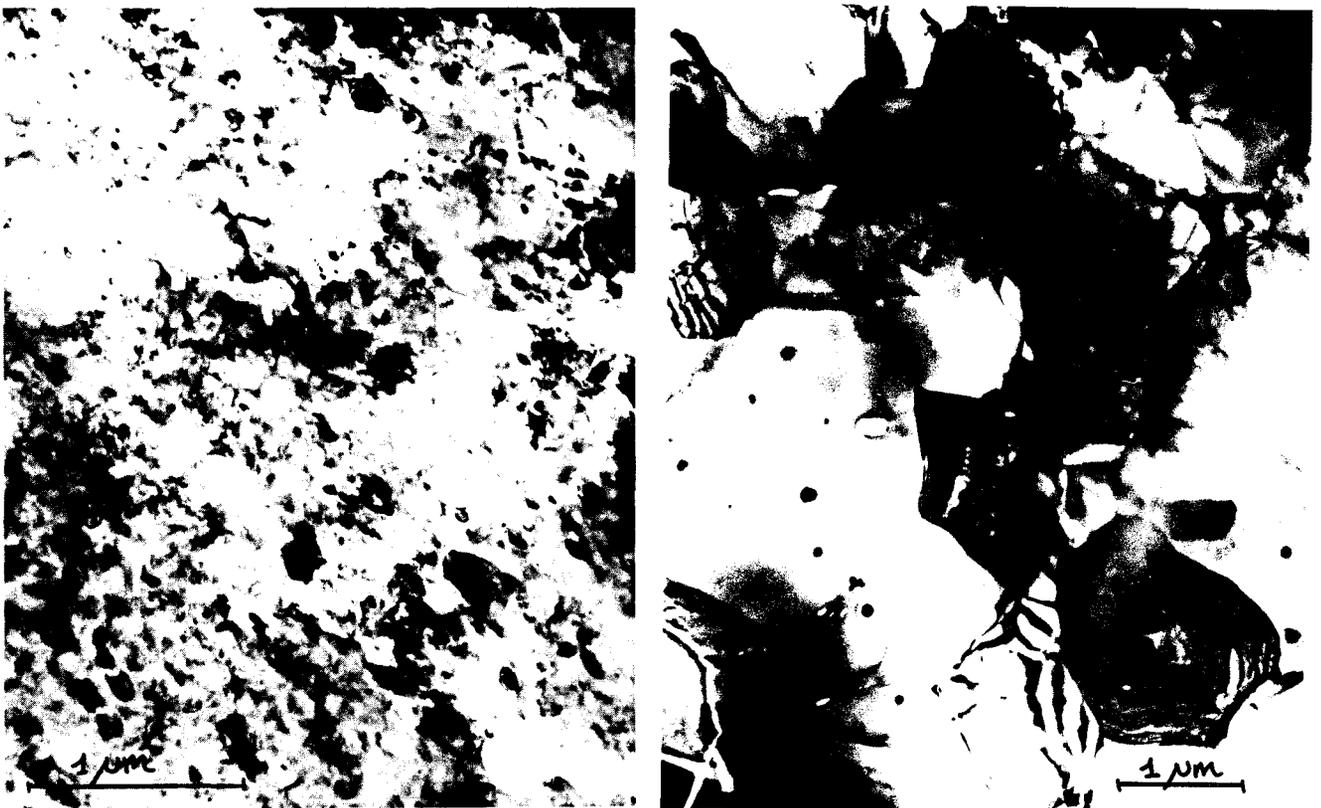


Figure 14: Popigai (échantillon choqué à 40-45 GPa) - (a) Monocristal de quartz contenant une très forte densité de défauts. (b) Zone recristallisée à petits grains de quartz sans défauts (champs clairs)

Nous avons également détecté dans cet échantillon des agrégats de coesite (phase haute pression du quartz) (Fig. 15). Nous l'avons identifiée en indexant les clichés de diffraction et en procédant à l'enregistrement de micro-analyses. Ces grains ont une taille assez homogène de l'ordre de 2 à 5 μm et contiennent manifestement des secteurs de croissance visibles par de légers contrastes de désorientation. Une telle croissance zonée est fréquente dans les minéraux, elle est rendue visible par de très légères variations des paramètres liées à de faibles variations de composition chimique. Dans le cas présent il doit s'agir de concentrations différentes en impuretés (eau?). En tout cas cette croissance zonée indique clairement que la coesite résulte d'un processus de croissance et non pas d'une transformation de type martensitique (displacif, sans rupture des liaisons fortes). On détecte dans cette coesite de nombreuses lamelles de macles parallèles à (010) qui sont très vraisemblablement des macles de croissance (Fig 16a). Leur épaisseur n'excède pas la centaine d'angströms. Nous avons caractérisé ces macles par leurs extra spots sur les clichés de diffraction. Une autre famille de défaut plan (macles ou fautes d'empilement) est parfois présente. Cette coesite s'amorphise plus rapidement encore que le quartz sous le faisceau d'électrons et l'amorphisation débute sur les lamelles de macles, pour s'étendre ensuite à tout le cristal. Nous avons pris soin de travailler très rapidement, avec un faisceau d'électrons très peu intense pour réaliser les micrographies présentées ici.

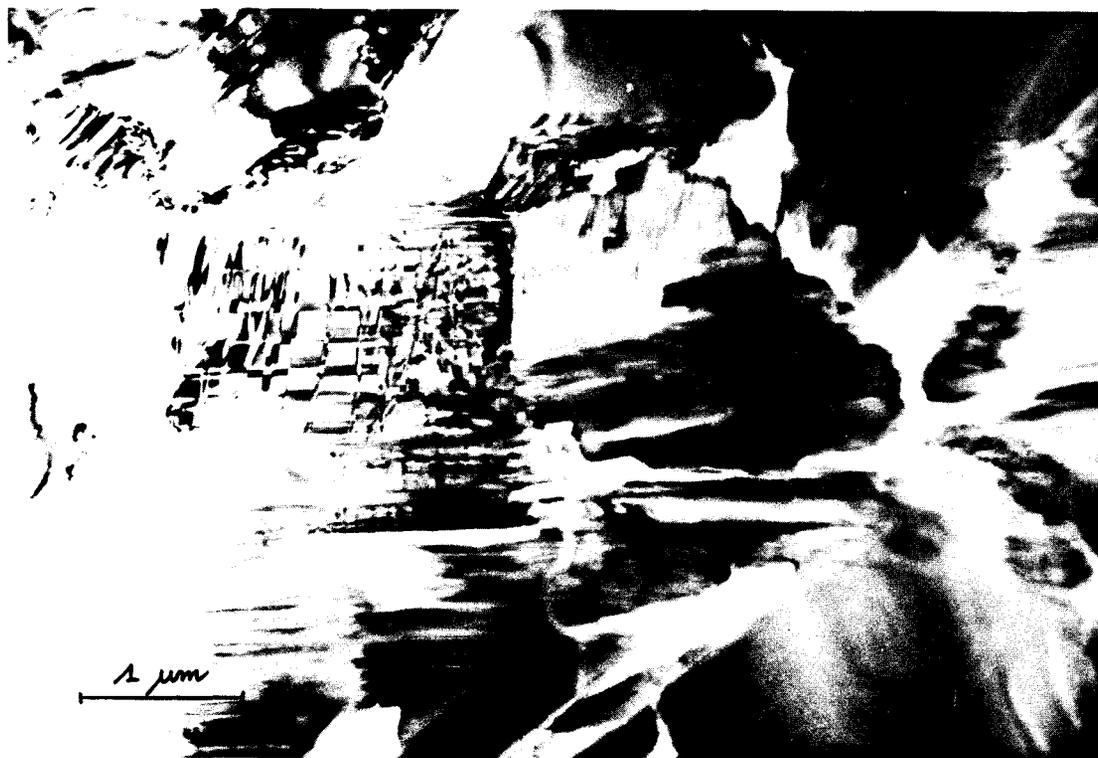


Figure 15: Popigai (échantillon choqué à 40-45 GPa) - Grains de coesite (champ clair).

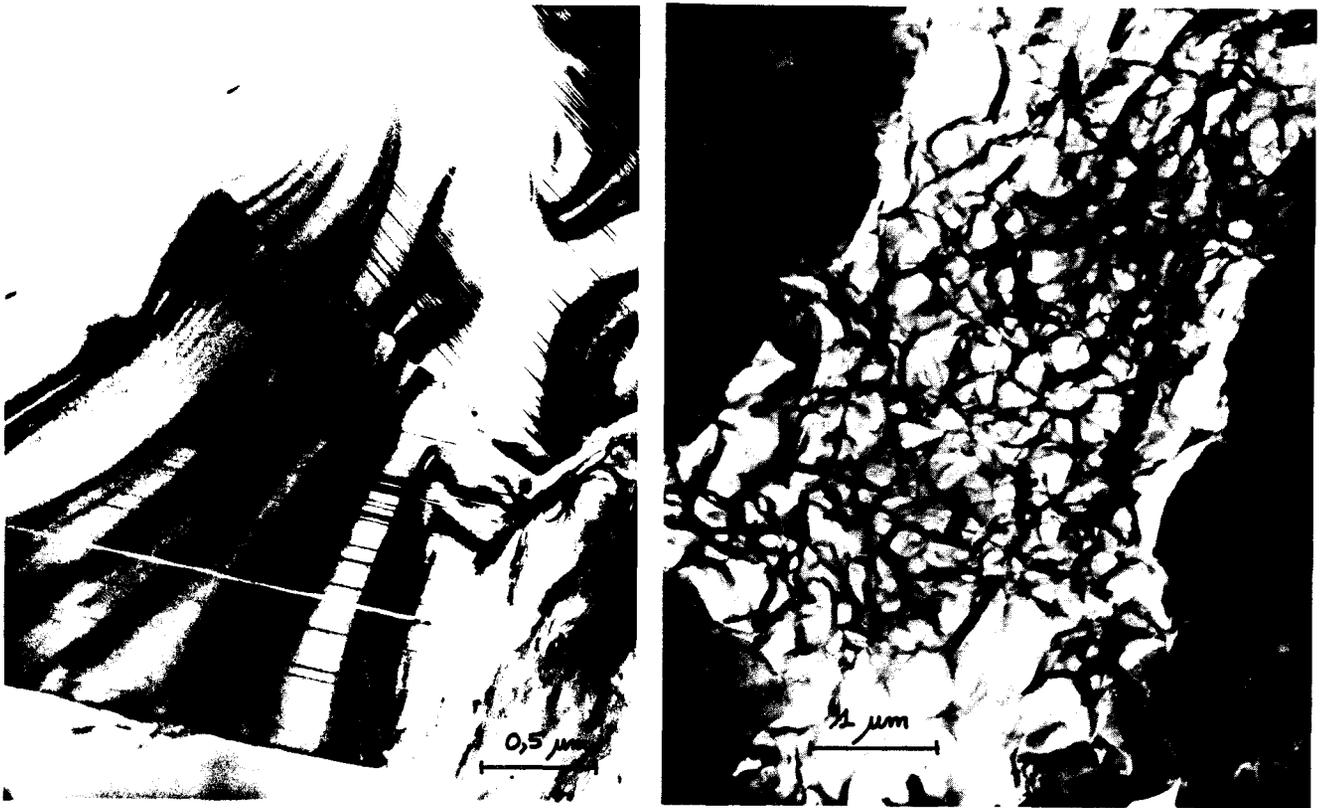


Figure 16: Popigai (échantillon choqué à 40-45 GPa) - (a) Deux grains de coesite délimités par un secteur de croissance. (b) Verre d'injection dans une fracture (champs clairs)

Enfin nous détectons des zones d'aspect fibreux, à grande porosité (Fig. 16b). Cette matière contenant de très nombreux petits vésicules (taille moyenne 0,2 μm) est très finement cristallisée. Les vésicules représentent le dégazage de fluides piégés lors de la fusion sous pression à haute température. On retrouve cette matière riche en silice un peu partout dans l'échantillon où elle semble remplir les fractures ouvertes. Il s'agit très vraisemblablement de verre injecté qui a partiellement recristallisé en nanocristaux.

Discussion

Comme dans les quartz de Manson, les PDF de Popigai montrent des évidences de recristallisation assistée par la présence de fluides (échantillon "20-25 GPa"). Cette étape a guéri partiellement certains PDF qui sont maintenant décorés de petites bulles. Le site de Popigai a donc été le siège d'une altération post-choc avec circulation de

fluides aqueux. La population de bulles décorant les PDF présente un histogramme de taille clairement discontinue avec deux populations bien séparées, les petites bulles (300 Å) et les grosses ($\approx 0,5 \mu\text{m}$). Cette inhomogénéité suggère deux épisodes thermiques successifs. Le premier intense et bref (haute température, faible nucléation, forte croissance) aurait produit les grosses bulles; il pourrait résulter de la grande chaleur générée par l'impact. Le suivant, à température plus modérée (fort taux de nucléation, faible croissance), aurait généré les petites bulles. L'altération des défauts de choc dans les roches débute donc immédiatement après l'impact, fortement activée par la forte chaleur générée par le choc.

Nous ne détectons de PDF que dans l'échantillon choqué à "20-25 GPa". Dans l'autre échantillon ($P \approx 40-45 \text{ GPa}$), la fusion et les transformations vers la phase haute pression coesite ont pris le relais. La coesite présente les caractéristiques d'une recristallisation à haute température (présence de macles de croissance), probablement à partir de silice fondue durant la phase de décompression. Les modifications post-choc ont aussi affecté cet échantillon fortement choqué. Les zones quartzitiques à grains fins ont probablement aussi bénéficié de l'activité de l'eau. On ne sait pas quel était l'état de la silice qui a recristallisé quartz à très forte densité de défauts (polymorphe de haute pression? silice fondue?)

III - Le dôme de Vredefort

Généralités Vredefort en Afrique du Sud est une grosse structure à peu près circulaire de 100 à 150 km de diamètre; elle est située à environ cent kilomètres au sud-sud-ouest de Johannesburg (Fig. 17) et vieille de plus de 2 milliards d'années. Elle est constituée d'une aire centrale entourée d'un collier de couches géologiques concentriques (décrites en détails par Bischoff, 1988; Nicolaysen et Reimold, 1990; Hart et al., 1991; Reimold, 1993). L'origine de cette structure a donné lieu à quelques débats passionnés (impact météoritique, explosion interne, forte déformation tectonique?). Pour des auteurs comme Martini (1978 et 1991) ou Grieve et al. (1990) elle présente encore suffisamment d'indices permettant d'affirmer qu'elle résulte bien d'un impact: forme circulaire du site, présence de "shatter cones" c'est-à-dire de faciès de fractures coniques que l'on retrouve toujours en association avec des déformations violentes, et occurrence de veines de **pseudotachylites**. On appelle pseudotachylite la matière résultant de la fusion de roches à haute température. Cette fusion est souvent induite par la friction de deux blocs rocheux l'un contre l'autre lors de glissements de terrain, de tremblements de terre ou d'impacts de météorites. Les pseudotachylites se présentent sous la forme de veines de verre de longueur et de largeur variées (du millimètre à la dizaine de mètres). Dans les structures d'impact, elles sont générées par le mouvement en bloc des matériaux à la base de l'impact. La structure de Vredefort contient de très nombreuses veines de pseudotachylites (Reimold, 1991). La découverte par Martini (1978, 1991) des polymorphes haute pression coesite et stishovite, et l'observation de contrastes rectilignes dans les grains de quartz ressemblant à ceux que l'on trouve sur les sites d'impacts (e.g., Grieve et al., 1990) ont renforcé la thèse de l'impact comme origine de la structure. Le site de Vredefort serait alors l'une des plus grandes (≈ 200 km) et des plus vieilles (≈ 2000 Ma) structures d'impact connues sur Terre. Pour d'autres auteurs, cependant, le Vredefort résulterait d'une violente explosion interne due à une accumulation de gaz prenant sa source à la limite croûte-manteau (Schreyer, 1983). Un autre modèle génétique défendu un moment par Reimold (1990) lie le Vredefort à un événement tectonique de grande amplitude. L'histoire de cette controverse, des divers modèles et arguments en faveur ou défaveur de l'un ou l'autre est détaillée dans un récent article de revue de Reimold (1993). Une telle controverse a été rendue possible par le fait qu'une structure

vieille de 2 milliards d'années a subi une histoire métamorphique longue et complexe (transformations de phase, déformation plastique, recristallisation...) qui masque presque totalement les indices représentatifs des premiers événements. Les informations concernant l'origine sont peut être encore présentes dans les roches mais elles sont maintenant camouflées par les traces de cette longue histoire et il est difficile de séparer les unes des autres, il est difficile d'interpréter de façon non ambiguë ces structures.

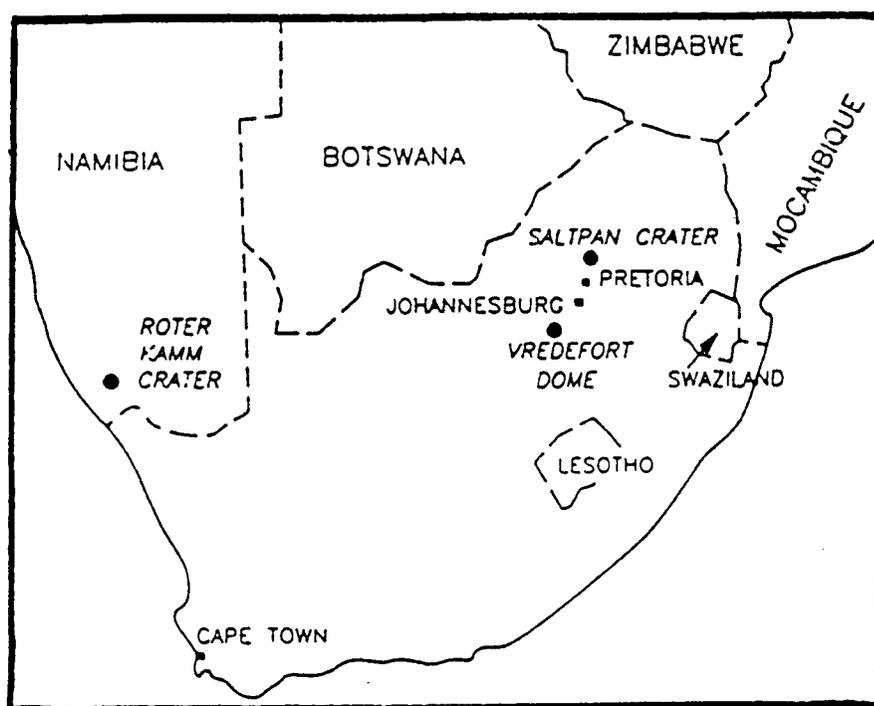


Figure 17: Localisation de la structure de Vredefort, Afrique du Sud (d'après Reimold, 1993)

Travaux antérieurs La quasi totalité des observations ont été réalisées par microscopie optique à un grossissement ne dépassant pas $\times 1.000$. Ce manque de résolution a favorisé l'apparition d'hypothèses ou de modèles difficilement contrôlables. Carter (1965) est le premier à observer au microscope optique des contrastes rectilignes ou **lamelles** dans les grains de quartz de Vredefort. Il note que 95 % de ces défauts sont parallèles au plan de base. Il note aussi que la détection optique de ces lamelles est grandement facilitée par la présence de petites inclusions fluides qui les décorent. Le même Carter suggère un peu plus tard (1968) que ces défauts ont pu être induits par l'onde de choc d'un impact météoritique. Lilly (1981) observe qu'au contact coeur-collier toutes les lamelles sont parallèles au plan de base (0001) alors que le coeur de la structure présente des lamelles avec d'autres orientations. Il observe aussi que le degré de recristallisation augmente en se rapprochant du coeur de la

structure et déduit de l'ensemble de ses observations que la structure doit résulter de la succession de deux chocs endogènes (explosions internes) d'amplitudes différentes qui seraient séparés par une étape de recristallisation. Reimold réobserve en 1990 ces lamelles et les trouve différentes de celles générées par une onde de choc. Pour lui, il s'agit de fractures ou micro-fractures planes corrélées aux pseudotachylites, ces dernières auraient été produites par un événement tectonique violent. Cette interprétation est appuyée par la découverte de défauts similaires dans des pseudotachylites produites tectoniquement (Brandl et Reimold, 1990). Reimold note lui aussi que les lamelles sont soulignées par (ou peut être même constitués seulement d'inclusions fluides, ce qui ne correspond pas aux critères usuellement retenus pour la caractérisation de quartz choqués. Fricke et al. (1990) détectent eux aussi des lamelles essentiellement dans (0001), mais ils en observent aussi quelques autres parallèles aux plans rhomboédriques $\{10\bar{1}2\}$ et $\{10\bar{1}3\}$, notamment dans la partie centrale de la structure. Grieve et al. publient la même année (1990) une étude systématique de quartz collectés en divers endroits depuis le centre de la structure jusqu'à une distance de 32 km de ce centre et analysent la distribution et l'orientation des lamelles. Comme tous les précédents auteurs ils trouvent que la grande majorité (90 %) a une orientation basale, que d'autres sont parallèles aux plans rhomboédriques $\{10\bar{1}1\}$, $\{10\bar{1}2\}$ et $\{10\bar{1}3\}$ et que toutes sont décorées de petites inclusions fluides. Pour ces auteurs aussi la densité de lamelles augmente vers le cœur de la structure. Ces auteurs notent enfin qu'une répartition comprenant 90% de lamelles parallèles au plan de base n'est pas usuelle dans les quartz impactés. Selon eux, les observations suggèrent une origine exogène (impact) mais le métamorphisme post-choc doit avoir modifié de façon dramatique les défauts originaux. Peu d'études en microscopie électronique ont été consacrées au Vredefort. Goltrant et al. (1991 et 1992) n'ont pas détecté de PDF et concluent que, s'il s'agit d'un impact, ces défauts ont été complètement effacés par le métamorphisme post-choc. White (1992) confirme la présence de coesite et de stishovite dans les échantillons de Martini (1978) et détecte des PDF dans quelques quartz contenus dans une veine de pseudotachylite mais n'observe pas de PDF en dehors de ces veines.

Echantillons Notre but était de caractériser par MET la structure fine de ces lamelles parfois analysées comme restes de PDF et parfois comme d'autres défauts (fractures, etc). Nous voulions aussi comprendre comment, s'il s'agissait bien de défauts de choc, le métamorphisme post-choc avait altéré ces défauts et modifié leur répartition entre les orientations usuelles de PDF de type $\{10\bar{1}n\}$.

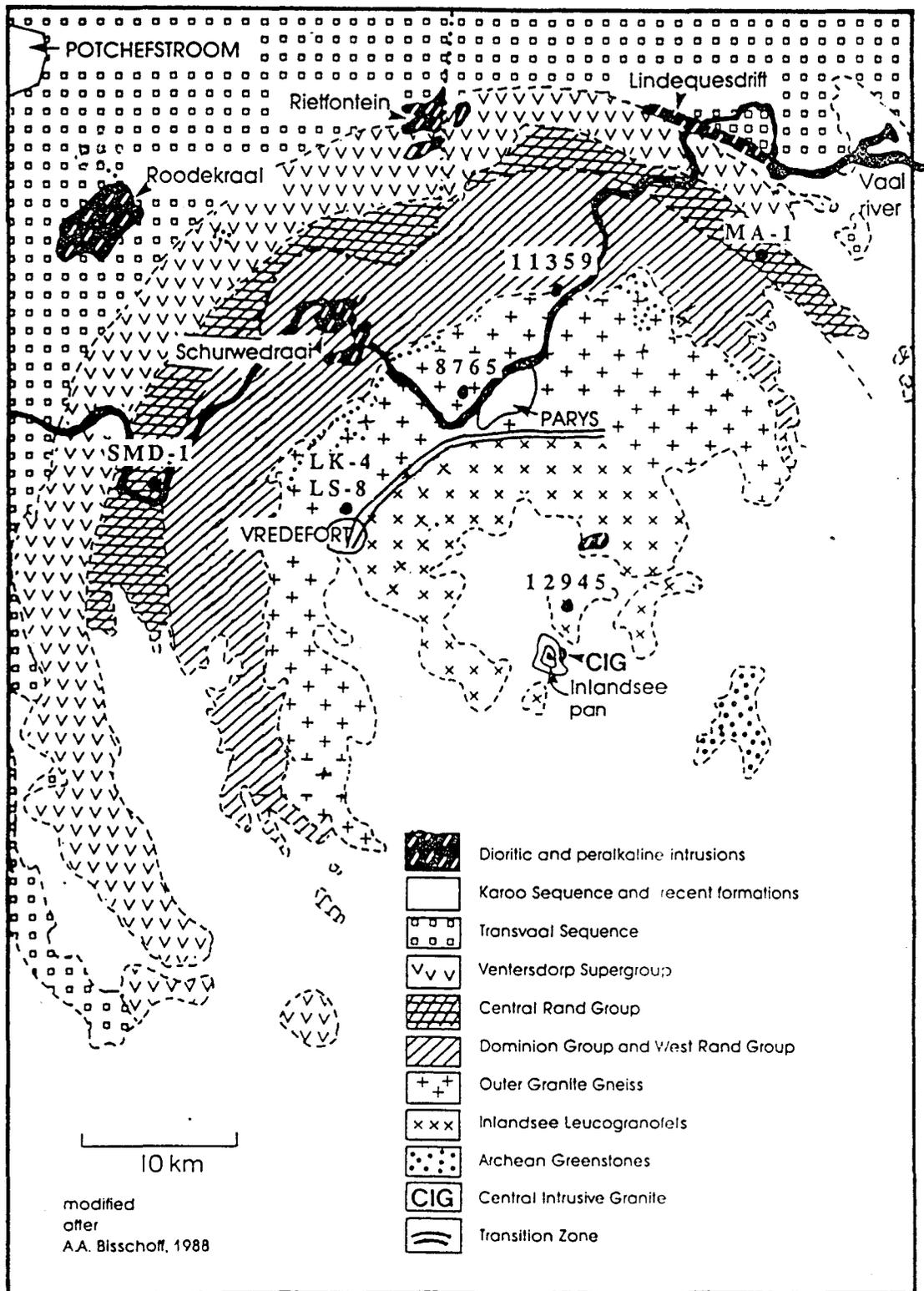


Figure 18: Structure de Vredefort et localisation des échantillons étudiés (SMD-1, LK-4, MA-1, 12945) (d'après Blischoff, 1988)

La Figure 18 indique les lieux où ont été collectés les échantillons. Ceux référencés MA-1 viennent du collier de la structure. Ce sont les mêmes que ceux dans lesquels Martini (1978, 1991) a découvert les polymorphes haute pression de la silice. Les échantillons SMD-1 ont été collectés par W Reimold (Université du Witwatersrand, Johannesburg, Afrique du sud). Ils viennent d'un shatter cone du collier de la structure

(Hospital Hill Quartzite) et contiennent de nombreuses lamelles dans le plan de base. Les échantillons 12945 (gneiss granitique) ont été collectés par W Schreyer (Université de Bochum, Allemagne) et proviennent du centre de la structure. Fricke et al. (1990) et Grieve et al. (1990) ont observé dans des échantillons de même provenance de fines lamelles parallèles à $\{10\bar{1}2\}$ et $\{10\bar{1}3\}$ qu'il était intéressant de caractériser plus finement. Les échantillons LK-4 (collectés par W Reimold) sont issus du collier et contiennent de très nombreuses veines de pseudotachylite ainsi que des lamelles.

Résultats

Echantillons SMD-1 Les grains de quartz sont gros (taille moyenne 1,5 mm) et présentent en lumière polarisée une extinction onduleuse. On détecte de grandes densités de lamelles dans de nombreux grains (Fig. 19). Ces défauts sont soulignés ou sont constitués d'alignements bien rectilignes de petites bulles. On n'observe qu'une seule famille de lamelles dans chaque grain.

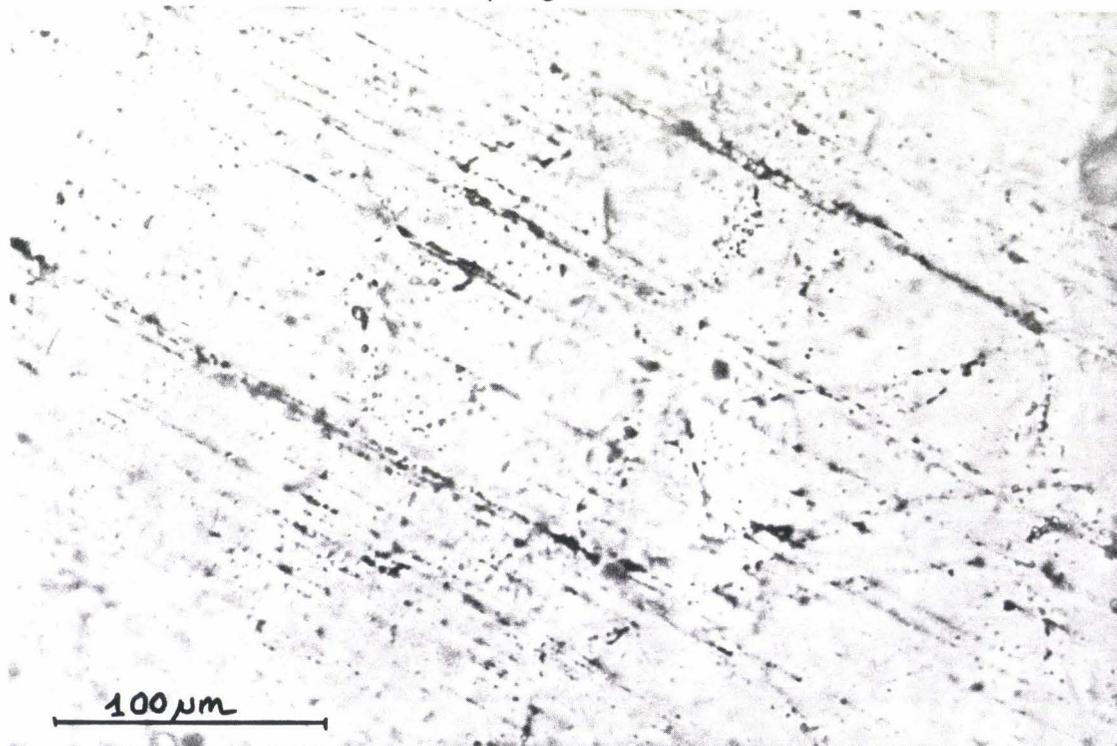


Figure 19: Vredefort (échantillon SMD-1) - Lamelles détectées en microscopie optique. Elles sont soulignées par ou constituées d'inclusions fluides.

En MET les lamelles parallèles au plan de base présentent des contrastes de franges typiques de fines tranches de macles du Brésil (Fig. 20a et 20b, voir McLaren et al., 1967 pour la caractérisation des contrastes de ces macles en MET). Ces tranches de macles sont très fines (épaisseur $< 0,1 \mu\text{m}$) et contiennent de nombreuses dislocations partielles dans leurs parois. Ceci suggère fortement qu'elles ont une

origine mécanique. Les macles mécaniques sont générées par le glissement de dislocations partielles dans des plans de glissement adjacents. Contrairement au glissement de dislocations entières, ce glissement est très rapide et souvent coopératif (de nombreuses partielles sont générées en même temps dans des plans adjacents et se meuvent ensemble à une vitesse approchant la vitesse du son). Le maclage mécanique peut être un mode de déformation extrêmement rapide, il n'est pas activé thermiquement et requiert souvent de fortes contraintes déviatoriques. La densité de fines tranches de macles varie de façon appréciable de place en place avec des distances moyenne de $0,5 \mu\text{m}$ à $10 \mu\text{m}$. Enfin on observe très clairement les petites inclusions fluides qui les décorent; leur taille varie de $0,1$ à $1 \mu\text{m}$. Elles ont manifestement précipité sur les macles qui ont du servir de sites de nucléation préférentiels.

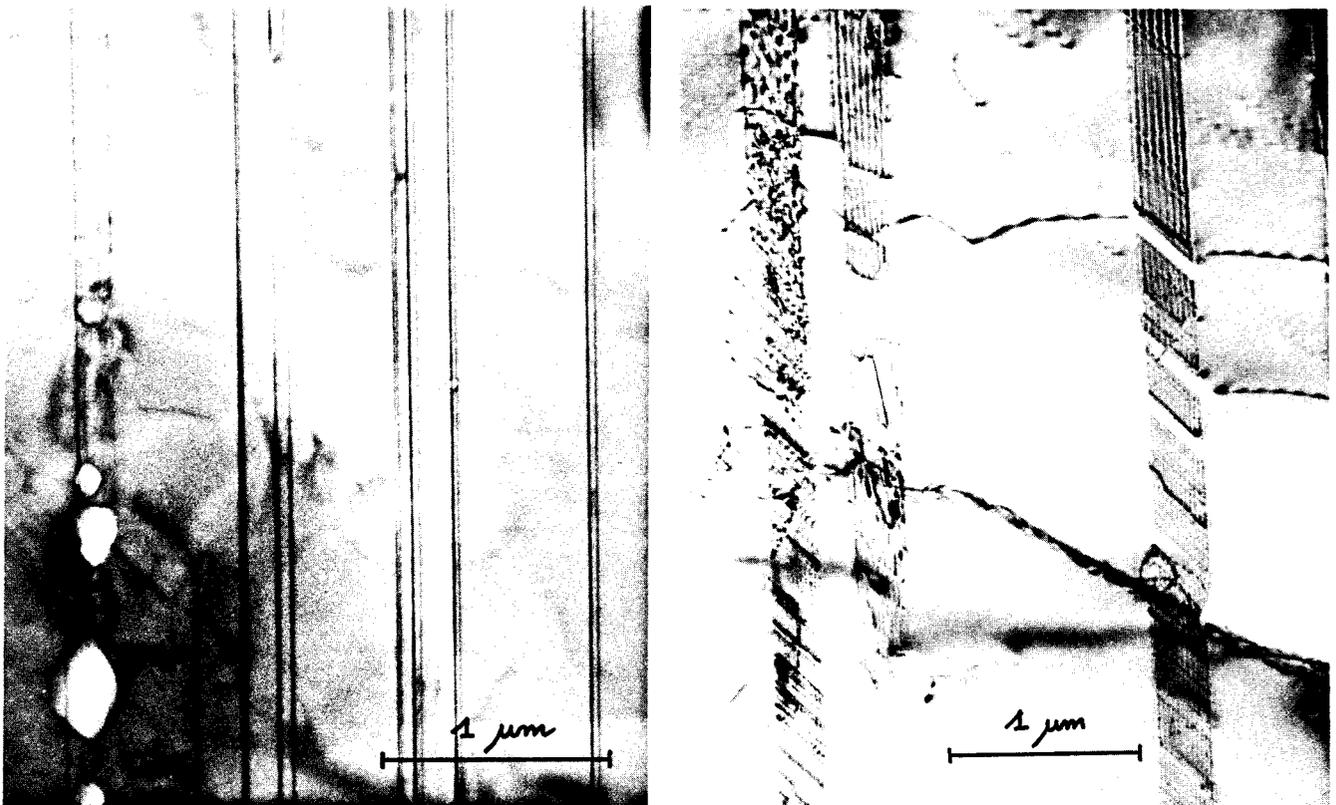


Figure 20: Vredefort (échantillon SMD-1) - (a) Tranches de macles mécaniques dans le plan de base. Sur ce cliché elles sont inclinées par rapport au faisceau électronique et donnent un contraste de franges (noter les dislocations partielles dans les parois). (b) Mêmes tranches de macles vues de bout. Les parois de macles sont clairement associées par paires délimitant les fines tranches maclées et décorées par des petites inclusions fluides. Le vecteur de diffraction est $g=0003$ (champs clairs)

Entre les tranches de macles la densité de dislocations libres est assez faible (10^{12}m^{-2}). Ces dislocations forment des jonctions et de nombreux sous joints bien organisés. On observe également quelques inclusions fluides (taille $0,1$ à $3 \mu\text{m}$)

réparties de façon aléatoire au sein des grains. Les plus gros quartz sont polygonisés en sous grains de forme assez irrégulière et légèrement désorientés les uns par rapport aux autres. Il s'agit manifestement de restauration résultant d'un épisode de déformation à haute température ou de recuit qui a permis la montée des dislocations et leur réorganisation en sous-joints (polygonisation).

Echantillons LK-4 La microscopie optique révèle deux types de lamelles. Les premières sont semblables à celles observées dans l'échantillon précédent (SMD-1); elles sont très fines et décorées de petites inclusions fluides. Les autres contrastes optiques sont des rubans de petits cristaux de forme allongée dans le sens des rubans (Fig. 21a). Cet échantillon contient des veines pseudotachylite épaisses (0,1 à 1 cm) et opaques (Fig. 21a). A l'intérieur de ces veines, on détecte quelques petits cristaux de quartz qui contiennent eux aussi des lamelles. On observe en outre aux joints de grains, et surtout au voisinage immédiat des veines de pseudotachylite des zones polycristallines à grains fins qui résultent certainement d'un processus de recristallisation localisé.

En MET l'une de ces familles de contrastes optiques s'avère être, comme dans l'échantillon précédent, de fines tranches de macles du Brésil parallèles au plan de base. Il s'agit manifestement, comme dans le cas précédent de macles mécaniques avec des dislocations partielles dans les parois (ne densité plus faible que dans le cas précédent). La densité d'inclusions fluides les décorant est également plus faible que précédemment. On observe aussi de place en place des petits cristaux de quartz (taille 1 à 10 μm) reliés aux tranches de macle (Fig. 21b). La plupart de ces petits cristaux présentent une élongation marquée parallèle aux macles, mais leur orientation cristallographique ne semble présenter aucune relation particulière avec la matrice. Il n'y a pas de défauts de réseau entre les fines tranches de macles (sauf quelques petites inclusions fluides). L'ensemble de ces observations indique clairement qu'une recristallisation partielle a eu lieu, elle s'est manifestée préférentiellement le long des macles qui ont encore une fois joué le rôle de sites de nucléation préférentielle pour les nouveaux grains. Ce sont très probablement ces petits cristaux allongés le long des lamelles de macles qui permettent leur détection optique. On observe également de la recristallisation en quelques autres places ainsi que quelques inclusions fluides (taille moyenne 1 μm) et des sous-joints.



Figure 21: Vredefort (échantillon LK-4) - (a) Microscopie optique montrant un grain de quartz (Q) bordant une veine pseudotachylite (Pt). Noter la zone de recristallisation à l'interface et le long de défauts plans dans le quartz (lumière polarisée). (b) Grain de quartz recristallisé, connecté à une macle mécanique dans le plan de base (vue de bout) (champ clair, $g=0003$).

La densité de dislocations libres entre les tranches de macles et les rubans recristallisés est élevée (10^{13} à $10^{14}m^{-2}$). Dans certaines régions ces dislocations sont manifestement confinées dans leur plan de glissement et présentent une direction préférentielle caractéristique du système de glissement a basal. Les quartz dans des veines de pseudotachylite sont souvent bien restaurés et constitués de petits sous grains (taille moyenne $2 \mu m$) légèrement désorientés les uns par rapport aux autres (ces désorientations sont bien visibles sur les clichés de diffraction par l'étirement des spots). De fines tranches de macles du Brésil parallèles au plan de base sont encore visibles dans ces zones polygonisées et leur densité est même assez grande (comme dans l'échantillon SMD-1), ce qui montre qu'il y a eu restauration mais pas recristallisation. Par contraste, les petits cristaux de quartz au contact des veines de pseudotachylite (taille 1 à $10 \mu m$ Fig. 22a) ne contiennent ni macles ni dislocations ou autres défauts de réseau à l'exception de quelques bulles (préférentiellement aux joints de grains). Ces grains forment une texture d'équilibre équilibrée avec des joints de grains formant des angles de $\approx 120^\circ$. Ces cristaux résultent manifestement d'une recristallisation qui est restée localisée au voisinage des veines de pseudotachylite.

Les veines elles mêmes sont constituées de très petits cristaux (taille $\approx 0.2 \mu\text{m}$, Fig. 22b) sans relations d'orientation les uns par rapport aux autres (en diffraction on observe des anneaux fins caractéristiques d'une texture polycristalline de quartz à grains fins). Là encore il s'agit manifestement de recristallisation, mais la croissance des grains s'est arrêtée à des tailles nettement plus petites que dans le voisinage immédiat décrit plus haut. Il s'agit vraisemblablement d'un problème de nucléation-croissance. Le taux de nucléation était sans doute plus intense dans ces veines tandis que la croissance était plus efficace au voisinage. Cette différence peut provenir de la différence d'états de départ; les veines étaient du matériel fondu qui a cristallisé tandis que le voisinage était du solide cristallin qui a recristallisé. En tout cas cette nucléation au sein du liquide n'a laissé aucune zone amorphe résiduelle.



Figure 22: Vredefort (échantillon LK-4) - (a) Zone polycristalline le long d'une veine de pseudotachylite. Les grains sont équants avec des angles de $\approx 120^\circ$, ce qui indique une texture d'équilibre bien recristallisée. (b) dans la veine de pseudotachylite la recristallisation a produit de très petits cristaux ($\approx 1000 \text{ \AA}$), probablement recristallisés à partir d'une phase amorphe (champs clairs).

Echantillons MA-1 Ces échantillons contiennent aussi des veines de pseudotachylite (d'épaisseur millimétrique, Fig. 23a), opaques et bordées de gros grains de quartz (taille de 1 à 3 mm). Contrairement aux échantillons précédents, SMD-1 et LK-4, on ne détecte pas dans ici de lamelles d'orientation bien définie. Les lignes de contraste ne sont pas bien rectilignes, on peut leur trouver une vague direction moyenne. Les alignements de bulles sont rares. Les quartz bordant les veines de

pseudotachylite semblent assez fortement déformés (extinction ondulante en lumière polarisée). Quelques zones recristallisées sont détectées le long des veines de pseudotachylite.

Malgré cette quasi absence de contrastes optiques on détecte en MET une grande densité de fines tranches de macles mécaniques dans le plan de base (Fig. 23b). Dans certaines zones leur densité atteint même des valeurs plus élevées que celles observées dans les autres échantillons (distance moyenne $\approx 0,1\mu\text{m}$, les fines tranches de macles ne dépassant pas quelques centièmes de μm d'épaisseur). L'origine mécanique de ces macles est toujours attestée par la présence de nombreuses dislocations partielles dans leurs parois mais elles ne sont pratiquement pas décorées de petites inclusions fluides comme dans les autres échantillons. Ceci explique sans doute qu'on ne les détecte pas optiquement. D'autres zones de ces échantillons sont vierges de macles et ceci montre clairement que puisque de telles différences de microstructures ne sont pas détectées optiquement, les contrastes optiques sont dus aux inclusions fluides décorant les fines tranches de macles et non les macles elles mêmes. Les dislocations libres entre tranches de macles présentent des microstructures assez variables. Certaines zones contiennent des dislocations en configuration de glissement (i.e. pas d'évidence de montée) et nous avons caractérisé les systèmes de glissement $a(0001)$, $a\{10\bar{1}0\}$ et/ou $c\{10\bar{1}0\}$. Les dislocations dans d'autres zones présentent des indices très clairs de montée.(jonctions, sous-joints).

Comme dans l'échantillon LK-4, le voisinage immédiat des veines de pseudotachylite consiste en zones polycristallines de quartz à grains fins ($\approx 3 - 4 \mu\text{m}$) pratiquement sans défauts et présentant une texture équante. Il s'agit manifestement encore une fois de recristallisation au voisinage des veines de pseudotachylites. Les veines elles mêmes présentent une texture semblable à celle observée dans l'échantillon LK-4, elles sont constituées de très petits cristaux de quartz (taille moyenne: $\approx 0.1 \mu\text{m}$), on ne détecte pas d'amorphe. Comme pour les échantillons précédents nous pensons que la recristallisation a démarré dans de la silice fondue avec un taux de nucléation élevé qui a empêché la croissance des grains.

Nous avons détecté de la coesite au voisinage immédiat des veines de pseudotachylite. Les grains sont petits (0,2 à $1 \mu\text{m}$, Fig. 24) et mélangés à des grains de quartz de taille voisine. Les tailles observées sont beaucoup plus petites que les grains détectés par Martini (1991). Il est fort probable que le microscope optique ne permet la détection que d'agrégats de petits grains. La plupart de ces grains de coesite contiennent de très fines lamelles de macles (épaisseur $\leq 200 \text{ \AA}$) parallèles à $(010)_{\text{Coe}}$. Ces plans suggèrent qu'il s'agit de macles de croissance (Bourret et al., 1986), produits d'une cristallisation imparfaite. Les plus gros grains contiennent aussi des dislocations et des petits précipités ou bulles (détectés par les champs de déformation qui les entourent). Nous n'avons pas pu confirmer la présence de stishovite.



Figure 23: Vredefort (échantillon MA-1) - (a) Veine de pseudotachylite; microscopie optique lumière non polarisée. (b) Zone à forte densité de lamelles de macles du Brésil dans le plan de base (vues de bout) (champ clair, $g=0003$).

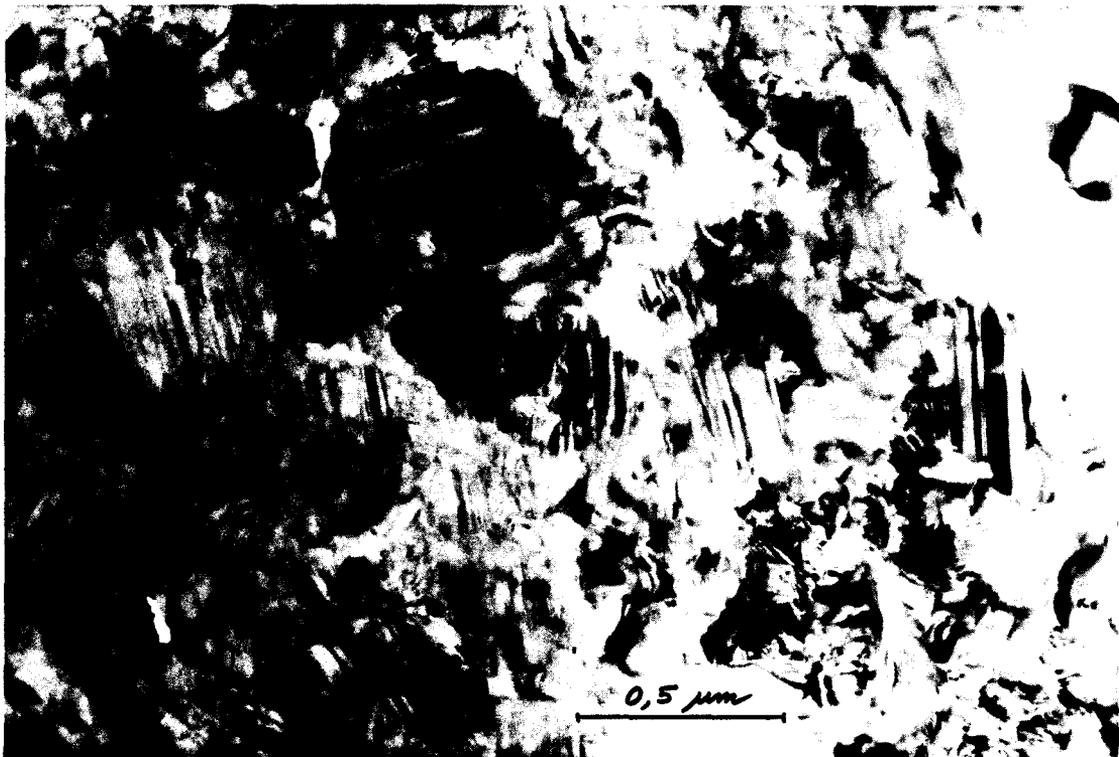


Figure 24: Vredefort (échantillon MA-1) - Agrégat de coesite au voisinage d'une veine de pseudotachylite. Les grains contiennent des macles parallèles aux plans (010) (champ clair).

Echantillons 12945 Ces échantillons proviennent du centre du dôme de la structure. Cette région a subi les plus fortes pression de choc et on s'attend à priori à y trouver la plus grande densité de défauts de choc. C'est dans des échantillons de cette région que l'on a observé optiquement des contrastes dans des plans parallèles à $\{10\bar{1}2\}$ et $\{10\bar{1}3\}$ (Fricke et al., 1990; Grieve et al., 1990b). En microscopie optique, les quartz présentent des contrastes plans bien visibles à faible grandissement mais à plus fort grandissement, ces contrastes s'avèrent être des alignements de petites bulles dont la taille moyenne est de l'ordre du micron. On trouve souvent deux directions d'alignements de bulles par grain (Fig. 25a) qui traversent les joints de grains et/ou les sous joints de grains. Ce matériel a manifestement connu des épisodes de recuit plus intenses que les autres échantillons après la formation des défauts plans.

Au contraire de tous les échantillons précédents, nous ne détectons en MET aucune macle mécanique dans les grains de quartz. Les défauts plans visibles optiquement dans des plans $\{10\bar{1}2\}$ ou $\{10\bar{1}3\}$ se résolvent en de simples alignements de bulles (taille de 0,5 à 5 μm , Fig. 25b). Il y a peu de défauts de réseau, les dislocations sont pour la plupart en configuration de montée (jonctions et sous-joints bien organisés). Cette sous structure est caractéristique d'un épisode haute température long et efficace.

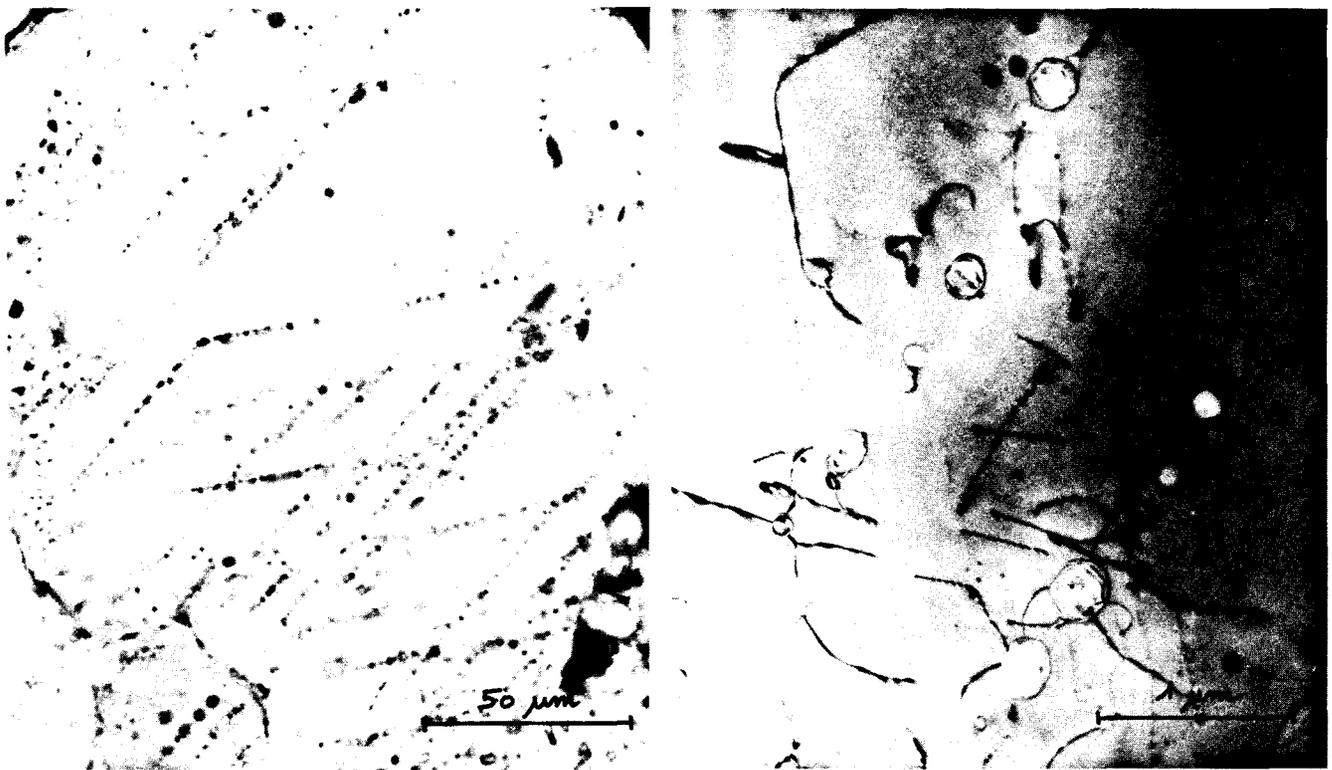


Figure 25: Vredefort (échantillon 12945) - (a) Alignements de bulles le long de plans cristallographiques simples (micrographie optique). Deux familles sont visibles. (b) Alignement similaire en MET (champ clair).

Discussion

Dans la plupart des quartz, les sous-structures de dislocations témoignent d'une restauration efficace (configurations de montée, nombreux sous-joints) et de la recristallisation localisée, en particulier le long des veines pseudotachylites et des bandes longues et étroites interprétées par la plupart des auteurs comme des anciens PDF. Ces microstructures de défauts reflètent donc clairement un épisode de métamorphisme à haute température, dont il est difficile de préciser l'intensité. La comparaison avec les microstructures de défauts observées par Doukhan et Trépiéd (1985) dans des quartz humides déformés expérimentalement suggère une température voisine de 700 °C.

Nous pensons que les alignements d'inclusions fluides sont les derniers vestiges d'anciens PDF. Il est très vraisemblable que ces alignements étaient initialement des lamelles de silice amorphe, comme dans les quartz des structures d'impact jeunes (e.g., Kieffer et al., 1976) ou choqués expérimentalement (e.g., Gratz et al., 1992). Or la silice amorphe dissout de très grandes quantités d'eau (McMillan et Remmele, 1986). Lors de la longue et intense étape post-choc, le fluide initialement dissout dans les lamelles a assisté leur recristallisation en quartz, ce qui a conduit à la précipitation du fluide car le quartz présente une très faible solubilité pour l'eau ($[H]/[Si] \approx 100$ ppm à 700 °C, 7 kbar, Cordier et Doukhan, 1989). Cette recristallisation, conduisant à la décoration des PDF, est également observée dans les quartz choqués de toutes les vieilles structures d'impact (Goltrant et al., 1991 et 1992; voir aussi la figure 13 dans la section sur Manson). La structure de Vredefort représente un cas extrême, du fait de son âge avancé.

De nombreux auteurs ont rapporté la présence de défauts plans dans les grains de quartz de Vredefort. Ils notent aussi que plus de 90 % de ces défauts sont confinés dans le plan de base et sont constitués par des inclusions fluides (e.g., Grieve et al., 1990b). Ces observations ont été réalisées avec un microscope optique, qui ne permet pas la caractérisation de la structure fine du défaut. Nos observations révèlent que les lamelles sont des **macles mécaniques** du Brésil. Elles sont détectables en microscopie optique par le biais de leur décoration par de petites inclusions fluides (qui ont précipité pendant un épisode de recuit). Contrairement aux autres lamelles (PDF), les macles n'ont pas été sérieusement affectées par le métamorphisme. Ceci résulte du fait qu'une fois produite, une macle ne peut être détruite que par recristallisation complète du grain qui la contenait ou par le passage de dislocations partielles dans les mêmes plans que celle qui ont généré la macle, mais en sens opposé. Ce "démaclage" n'est pas thermiquement activable et il exige de très fortes contraintes déviatoriques

(tout au moins dans le quartz) qui ne peuvent certainement pas se développer durant un épisode métamorphique. **Seul un impact a pu générer ces macles** car leur formation nécessite des contraintes déviatoriques de l'ordre de 4 GPa (McLaren et al. 1967). Elles sont omniprésentes à l'exception du coeur de la structure (échantillon 12945). Que s'est-il passé dans le coeur de la structure? C'est le lieu où le métamorphisme a été le plus intense, mais il n'a pas induit de recristallisation généralisée. La contrainte déviatorique était elle faible dans la zone centrale de l'impact? Nous n'avons actuellement pas de réponse satisfaisante à cette question, notons toutefois que l'on retrouve cette absence de macles basales au centre de la structure d'impact de Manson. Des observations similaires ont déjà été rapportées à partir d'échantillons issus d'autres structures d'impact (Manicouagan, et Slate Islands; Robertson et Grieve, 1977).

La présence de coesite supporte elle aussi la thèse de l'impact. Elle est manifestement issue d'une recristallisation (les grains contiennent des macles de croissance) durant la phase de décompression, probablement à partir de silice fondue. Sa présence indique un métamorphisme de choc de pression $P > 30$ GPa (Stöffler et Langenhorst, 1994).

Les différences marquées entre les structures fines actuelles des PDF du Vredefort et celles d'impact plus jeunes ont dérouté quelques auteurs. Elles résultent simplement des effets conjugués du temps et de la température qui ont effacé ou profondément altéré la plupart des PDF. Seuls les alignements de petites bulles permettent encore parfois de détecter optiquement leurs "fantômes" et les tranches fines de macles. Ces dernières étant ineffaçables, la relative distribution statistique des défauts plans induits par le choc (macles, PDF) a considérablement évolué au cours de la longue période post-choc, et ne représente plus les configurations habituelles. La restauration et la recristallisation n'ont pas tout détruit, ce qui prouve que le métamorphisme post-choc n'a pas été aussi intense que certains l'ont suggéré (Schreyer, 1983; Hart et al., 1991). L'étonnante stabilité des petits grains de coesite au voisinage des veines de pseudotachylite renforce la thèse de l'impact ... et celle d'un métamorphisme pas tellement intense.

IV- Synthèse

Les **macles mécaniques** basales sont caractéristiques d'une déformation rapide induite par une contrainte déviatorique très supérieure à celle généralement associée à l'activité tectonique. Ces macles qui ne sont pas effacées par les

événements thermiques post-choc apparaissent donc comme un important diagnostic de choc pour reconnaître des structures d'impact anciennes, quand les autres défauts de choc sont maintenant totalement effacés (PDF par exemple). Notons enfin que ces macles semblent systématiquement absentes aux centres des structures de Manson et du Vredefort alors qu'elles sont omniprésentes plus loin. Il s'agit peut être d'une caractéristique des ondes de choc qui seraient essentiellement sphériques au voisinage du point d'impact et ne développeraient de contraintes déviatoriques appréciables qu'après un certain chemin de propagation distordant l'onde de pression initiale. C'est une question importante à soumettre aux spécialistes de simulation numérique qui actuellement ne prennent pas en compte les composantes non sphériques de l'onde de choc.

La **coesite** semble se former par recristallisation de silice fondue pendant le passage de l'onde de raréfaction. Les secteurs de croissance observés dans cette coesite suggèrent une croissance relativement lente qui suggère à son tour une étape de décompression longue (> 1 ms). Ces observations soulèvent un problème de physique des ondes de choc à soumettre également aux spécialistes de simulation numérique.

Le principal indice du passage d'une onde de choc dans le quartz reste la présence de **PDF**. Ils ont des orientations cristallographiques parallèles aux plans d'indices $\{10\bar{1}n\}$ avec $n = 2$ et 3 pour les valeurs les plus fréquentes. Dans nos échantillons, les PDF n'ont plus leur microstructure originale (lamelles de silice amorphe). Ils apparaissent presque toujours recristallisés, au moins partiellement, et décorés de petites bulles. Nous pensons que leur recristallisation se produit de la façon suivante: immédiatement après le choc la roche est très fissurée et la circulation de fluides aqueux y est intense. Cette eau est bien plus soluble dans la silice amorphe (qui peut en absorber jusqu'à 8 % en masse, McMillan et Remmele, 1986) que dans le quartz. Elle doit donc s'y dissoudre et par sa présence rendre possible la recristallisation. Cependant la solubilité de l'eau dans le quartz est considérablement plus faible que dans la silice amorphe et l'eau doit être expulsée du cristal. Elle forme donc des petites bulles le long des PDF. Selon l'intensité et/ou la durée du processus, les PDF vont évoluer vers une recristallisation partielle (Popigai) ou complète (Manson et plus encore Vredefort). Il est remarquable que les PDF presque complètement recristallisés restent détectables en microscopie optique grâce à ces petites inclusions fluides qui diffusent la lumière. Dans les gros ensembles rocheux (base du cratère), l'inertie thermique est suffisante pour que cette recristallisation des PDF démarre immédiatement après le choc. Ceci explique sans doute les deux générations de précipitation sur les PDF de Popigai .

Chapitre 4

La limite Crétacé Tertiaire

Introduction Les coupes de sédiments sont des enregistrements biostratigraphiques extrêmement utiles pour décrypter l'histoire ancienne de notre planète. On divise cette histoire en ères ou périodes dont les limites correspondent à des changements marquants dans le règne animal ou végétal. Lorsque ces changements ont été à la fois rapides et de grande amplitude, on parle de crise. Cinq crises biologiques majeures ont été découvertes, la dernière se situe à la limite Crétacé-Tertiaire, il y a 65 millions d'années. C'est la célèbre limite K/T qui a vu la disparition soudaine d'un grand nombre d'espèces vivantes en un intervalle de temps très bref sur l'échelle des temps géologiques. Luis et Walter Alvarez (Alvarez et al., 1980) se sont rendus célèbres en proposant une explication catastrophiste et extraterrestre. L'extinction de plus de 70% des espèces vivantes résulterait de l'impact d'une grosse météorite de ≈ 10 km de diamètre heurtant la terre à la vitesse de ≈ 40 km/s. L'astéroïde pourrait s'être fragmenté et avoir produit une "pluie" d'impacts. D'autres chercheurs (e.g., Vogt, 1972; Officer et Drake, 1985; Courtillot et al., 1986) ont proposé une explication interne. On sait que des volcans situés au Deccan (péninsule indienne) ont émis de gigantesques quantités de lave, à l'époque de la limite K/T. C'est cette éruption d'une intensité unique dans les cent derniers millions d'années qui serait la responsable de cette crise biologique. Cette éruption grandiose a pu s'étaler sur une durée de $\approx 500\ 000$ ans avec des successions d'activité et d'accalmie de sorte que les extinctions seraient plus échelonnées, plus progressives que pour le scénario météoritique. A part cette différence de durée, les deux scénarios "catastrophe" ont des effets similaires: des poussières sont produites en très grandes quantités, elles assombrissent le ciel, abaissent la température, ralentissent la photosynthèse, rompent des chaînes alimentaires, On peut noter une troisième

interprétation (e.g., Hallam, 1987; Keller 1989) qui associe la limite K/T à un phénomène naturel et graduel de régénération des espèces dans un environnement changeant. La presque totalité des chercheurs se divise cependant en partisans ou adversaires de la cause interne (volcanisme) ou externe (météorite). Les sédiments de la limite K/T visibles en de nombreux endroits à la surface du globe portent des informations sur l'histoire de cette crise. Ils contiennent des indices chimiques et minéralogiques (concentration anormalement élevée d'iridium, tectites, quartz choqués, spinelles nickelifères) prouvant qu'un objet extraterrestre a bien heurté la Terre il y a 65 millions d'années.

- **L'iridium** est extrêmement rare à la surface de la planète, mais beaucoup plus abondant dans les météorites; sa concentration est, dans certains sites, 100 fois plus élevée dans la couche K/T que dans les autres sédiments (Alvarez et Asaro, 1990). L'origine nécessairement cosmique de cet iridium est cependant controversée, par exemple par Toutain et Meyer (1989), qui ont montré que les volcans de points chauds (comme l'est celui du Deccan) peuvent transporter l'iridium depuis de très grandes profondeurs.

- **Les tectites** sont des morceaux de Croûte terrestre qui a fondu lors d'un impact d'astéroïde. Elles forment des gouttelettes qui sont éjectées de la base du cratère suivant des orbites balistiques, elles se refroidissent rapidement, et retombent après avoir parcouru dans l'air des distances qui peuvent être considérables. La taille des tectites est très variable, avec des masses allant du milligramme au kilogramme. La caractérisation non ambiguë des tectites est rendue difficile par leur altération qui varie avec les conditions géologiques et chimiques du lieu où elles sont tombées. Les plus altérées ont donné naissance à la couche d'argile de couleur sombre si souvent caractéristique de la couche K/T. Il est donc difficile d'identifier de façon non ambiguë ces tectites comme en témoigne le riche vocabulaire utilisé pour les nommer (tectites, verres d'impact, sphérules, globules; voir Koeberl, 1986 ou Glass, 1990 pour une description générale des tectites).

- **Les spinelles nickelifères** avec leur forte teneur en nickel et leur degré d'oxydation élevé sont sans équivalent terrestre (Robin et al., 1991 et 1992). Ils ont dû se former par oxydation de matière cosmique fondue lors de l'entrée de la météorite dans l'atmosphère (iriction). On les trouve en abondance dans les sédiments K/T en association avec l'anomalie en iridium (Robin et al., 1992).

- **Les quartz choqués** ont été découverts dans les sédiments K/T par Bohor en 1984. A part ces sédiments, on n'en trouve que dans les cratères d'impacts (e.g., French et Short, 1968). La génération des défauts de choc exige des pressions dynamiques énormes qui ne peuvent pas être produites par une explosion volcanique, même intense.

Les quartz choqués de la couche K/T doivent donc résulter d'un impact et leur présence dans presque toutes les coupes K/T est actuellement considérée comme l'argument le plus fort en faveur de l'hypothèse externaliste d'Alvarez (Bohor et al., 1987). L'impact a du être extrêmement puissant, ... mais son cratère qui devait pourtant être très gros, n'a pas été identifié de façon certaine.

C'est en tout cas dans les sédiments K/T d'Amérique du Nord que l'on trouve les quartz choqués les plus gros et les plus abondants (Bohor et al., 1987; Izett, 1991; voir Fig. 1) et il est vraisemblable que l'impact s'est produit dans cette aire géographique. Le site de Chicxulub (Péninsule du Yucatan, structure de ≈ 200 km de diamètre) est proposé par Hildebrand et al. (1991).

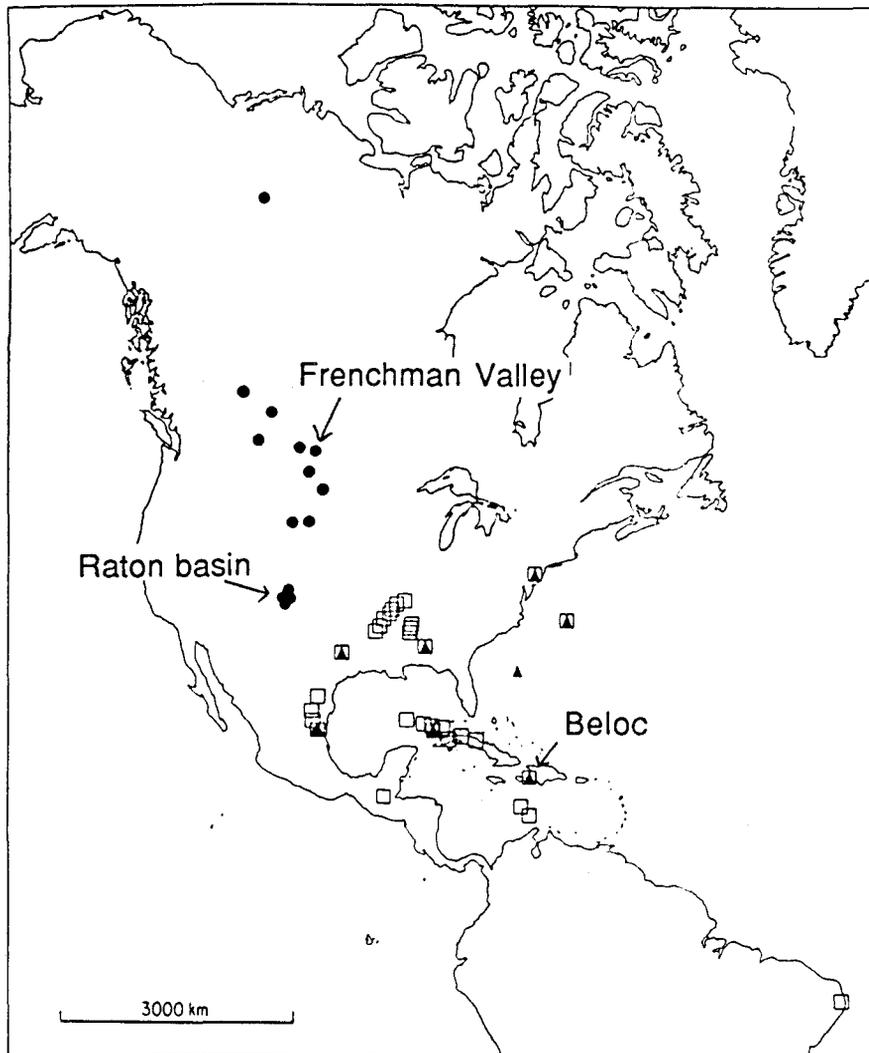


Figure 1: Sites K/T Nord-Américains. Localisation des sections étudiées (Beloc, Frenchman Valley, Raton basin) (d'après Hildebrand, 1993)

Les mécanismes d'éjection, transfert dans l'atmosphère, dispersion des différents produits d'impact restent encore très mal connus. De même il y a eu très peu de tentatives pour quantifier la distribution des tailles et abondances de ces quartz choqués (ces informations varient d'un auteur à l'autre, l'étude la plus complète étant celle d'Izett,

1991). Nous avons essayé de combler (partiellement) cette lacune avec une étude détaillée de la coupe marine de Beloc (Haïti) qui est l'une des mieux conservées et deux sections continentales (Frenchman valley, Canada; Raton Basin, Colorado; voir fig. 1). Trois coupes européennes ont également été considérées (Bidart, France (Fig. 2); Caravaca, Espagne; Ef Kef, Tunisie). Nous montrons dans la deuxième partie de ce chapitre que l'examen détaillé de la distribution en taille des quartz choqués de Beloc apporte des informations importantes et permet de résoudre quelques contradictions apparentes ou paradoxes qui apparaissaient dans les études biostratigraphiques précédentes. Nous reportons tout d'abord les résultats par MET des quartz choqués issus de trois sections K/T (Frenchman, Beloc, Bidart)

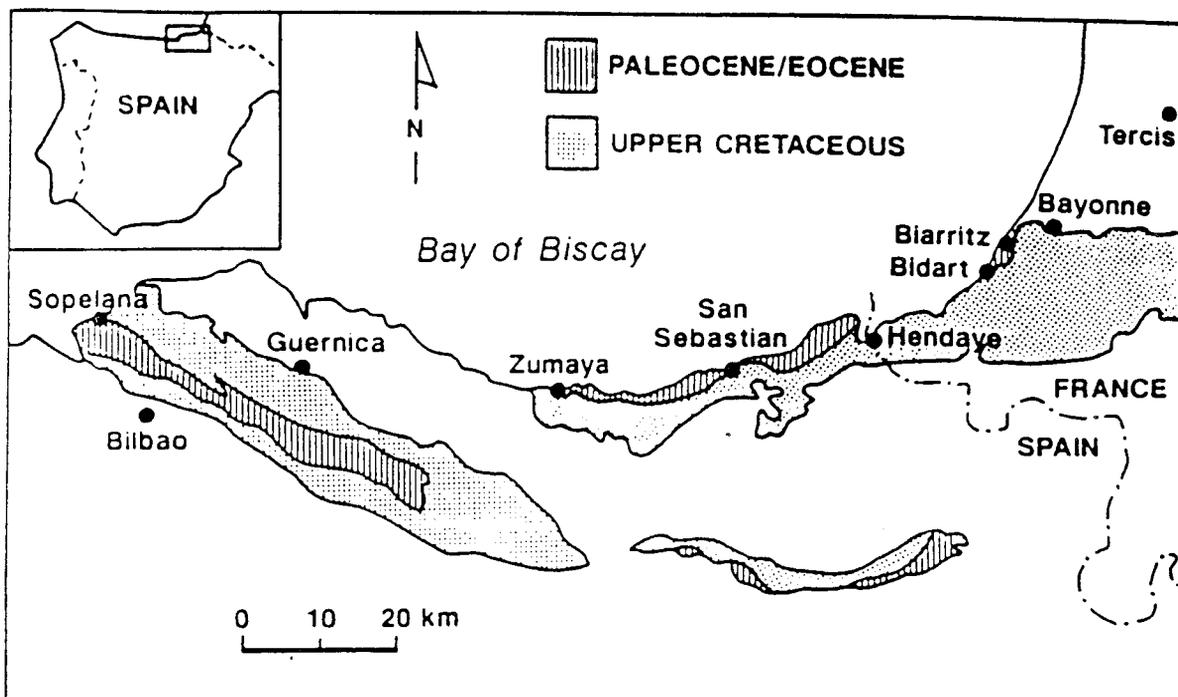


Figure 2: Localisation du site de Bidart (France) (d'après McLeod et Ward, 1990)

I- Observations en MET

a) Technique de préparation Contrairement au cas des cratères d'impact, les quartz choqués de la limite K/T doivent être sélectionnés parmi d'autres quartz non choqués d'origine détritique auxquels ils sont mélangés dans les sédiments. Tous ces quartz doivent être extraits d'une matrice en majorité calcaire. Nous avons adopté la procédure d'extraction suivante: les sédiments sont dissous dans une solution HCl et désagrégés par traitement ultrasonique. Les particules en suspension sont éliminées, le résidu séché est disposé dans une boîte de Petri contenant de l'alcool benzylique qui a un indice de réfraction très proche de celui du quartz. On peut alors détecter très facilement au microscope optique les grains de quartz et dans ceux-ci la présence ou non de PDF (Fig. 3). Ces quartz choqués sont extraits, enrobés sous vide dans une résine epoxy, et traités

par la méthode habituelle (polissage mécanique puis amincissement ionique) pour en faire des lames minces observables en MET.



Figure 3: Grain de quartz choqué de la limite K/T (microscope optique, lumière polarisée).

b) Frenchman Valley Cette couche K/T déposée en milieu continental (Saskatchewan, Canada) contient une forte concentration en iridium, des tectites et des quartz choqués (Nichols et al., 1986). L'échantillon nous a été fourni par J J Jeager (Université de Montpellier). En MET les grains de quartz choqués montrent une forte densité de PDF (Fig. 4) avec plusieurs familles sécantes. Ces PDF apparaissent comme de fines bandes très rectilignes (épaisseur $0.1 \mu\text{m}$ à $0.5 \mu\text{m}$, séparation moyenne variant de 1 à $5 \mu\text{m}$ selon les régions). La plupart sont parallèles aux plans $\{10\bar{1}3\}$. Comme pour ceux de Manson, leur structure fine n'est pas facile à élucider car elle semble consister en une grande concentration de petits défauts cristallins (Fig. 5). La diffraction électronique révèle une faible quantité de matériel amorphe (anneaux diffus) dans les PDF qui sont donc constitués d'un mélange intime d'amorphe et de cristal (quartz). La figure 4 montre également d'autres défauts en forme de fuseaux de quelques microns de longueur parallèles à des plans de types $\{10\bar{1}0\}$ et $\{10\bar{1}1\}$. Certains d'entre eux contiennent un peu de matière amorphe mais la plupart sont clairement des fractures ouvertes. Ces fuseaux s'arrêtent sur les PDF, ce qui indique qu'ils se sont formés après. Il s'agit vraisemblablement de fractures en extension générées par l'onde de raréfaction. On détecte aussi de fines tranches de macles mécaniques dans le plan de base avec de nombreuses dislocations partielles dans leurs parois.

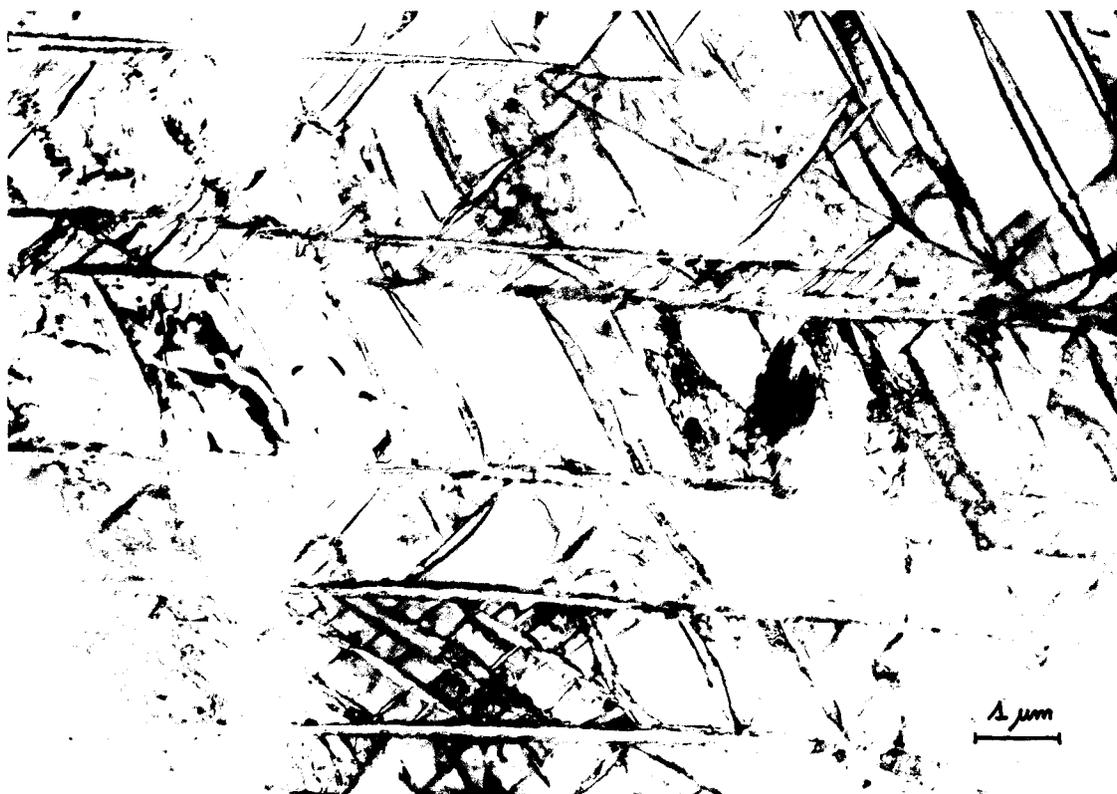


Figure 4: Frenchman Valley - PDF parallèles aux plans $\{10\bar{1}3\}$ et fractures ouvertes en forme de fuseaux parallèles aux plans $\{10\bar{1}0\}$ et $\{10\bar{1}1\}$ (champ clair).



Figure 5: Frenchman Valley - PDF dans $(10\bar{1}2)$ (weak beam) contenant des petits défauts cristallins et une faible proportion d'amorphe.

c) Beloc Cette coupe située à Haïti est épaisse de 60 cm, ce qui est exceptionnel (60 cm, contre ≈ 2 cm pour les autres sections K/T). Cette coupe est considérée par nombre de chercheurs comme celle qui détient peut-être la clef de l'énigme K/T et plusieurs études lui ont été consacrées récemment (e.g., Hildebrand et Boynton, 1990; Jéhanno et al., 1992). Comme les autres sections K/T, elle contient des marqueurs d'origine cosmique (iridium, tectites, quartz choqués et spinelles). Les échantillons nous ont été fournis par R. Rocchia (CEA, Gif-sur-Yvette). Nous avons examiné par MET des quartz des niveaux + 30 et + 50 cm de Beloc A (pour description précise de cette section "Beloc A" et des différents niveaux, voir Jéhanno et al., 1992). La caractéristique de ces quartz est une très grande densité de PDF (Fig. 6). Dans certaines régions cette densité est telle qu'on ne peut plus dénombrer correctement les PDF, leurs contrastes individuels se chevauchant. Nous avons pu cependant caractériser les orientations et les structures fines des PDF dans les zones de densité moins élevée. Comme dans le cas de Frenchman Valley, les PDF sont essentiellement parallèles aux plans rhomboédriques $\{10\bar{1}3\}$ et $\{10\bar{1}2\}$ (Fig. 7a). On détecte aussi des fractures ouvertes en forme de fuseaux parallèles aux plans $\{10\bar{1}0\}$ et $\{10\bar{1}3\}$, et de fines tranches de macles mécaniques basales. Un grand nombre de PDF montre une structure fine constituée d'une grande concentration de petits défauts (<50 nm). Cette structure fine est très similaire à celle observée à Frenchman Valley et à Manson. Il s'agit très certainement de petites bulles de fluide précipitées sur les PDF et/ou de petites boucles de dislocations. Les structures fines d'autres PDF se révèlent être des bandes de dislocations en grande densité mixées à quelques bulles (taille moyenne $0,5 \mu\text{m}$). Les dislocations sont pour la plupart d'entre elles rectilignes et parallèles à des directions cristallographiques simples (Fig. 7b). Les fractures en forme de fuseaux sont courtes ($\approx 10 \mu\text{m}$) et souvent vides (Fig. 8a), au moins à ce stade, après amincissement ionique (tous les minéraux n'étant pas amincis à la même vitesse, certains peuvent disparaître durant la phase d'amincissement ionique). Un certain nombre est cependant encore partiellement remplie d'une matière d'aspect fibreux (Fig. 8b). La microanalyse X révèle des compositions de silice fortement enrichie en Ca et Al pour les éléments majeurs et K, Fe et Na pour les éléments mineurs. Il s'agit très probablement de phyllosilicates. Enfin nous détectons du mosaïcisme très similaire à celui observé dans les quartz choqués de Manson.



Figure 6: Beloc - Zone contenant une très forte densité de PDF (champ clair).

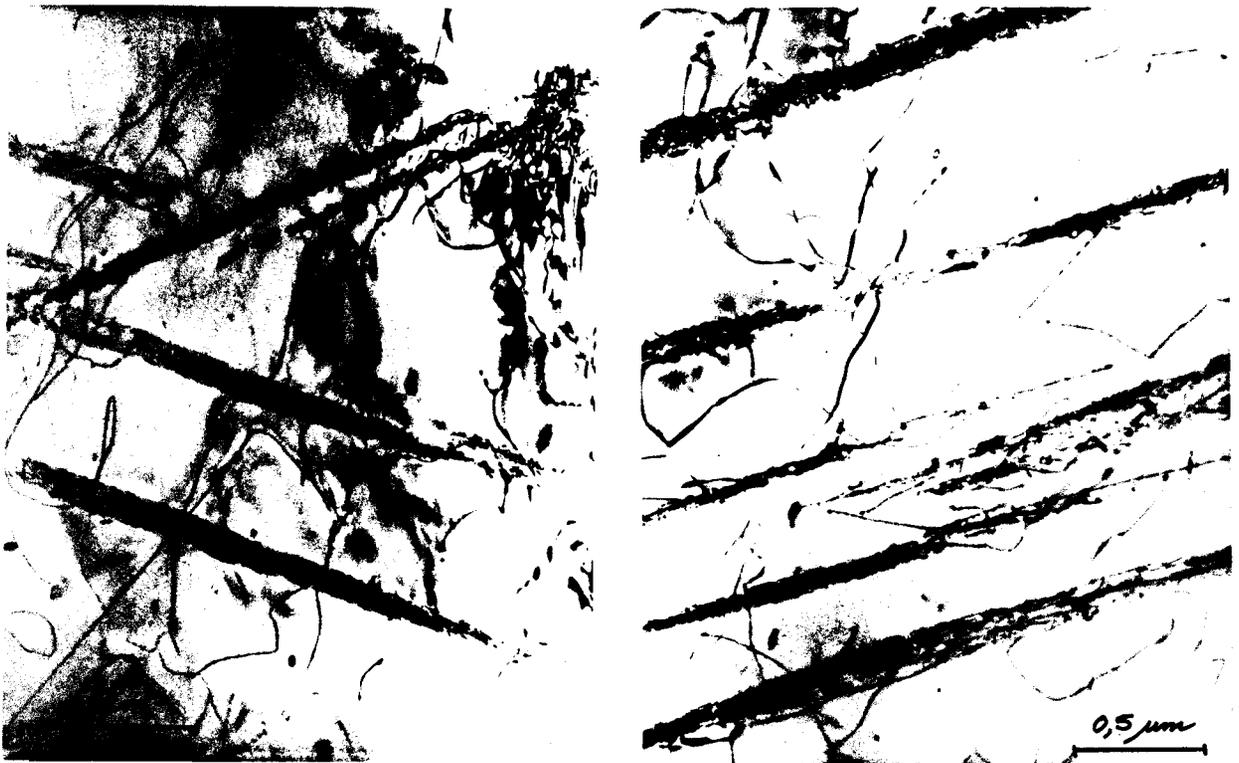


Figure 7: Beloc - (a) Deux familles de PDF. (b) PDF consistant en des bandes de dislocations et petites bulles de fluides parallèles à $(10\bar{1}3)$ (champs clairs)

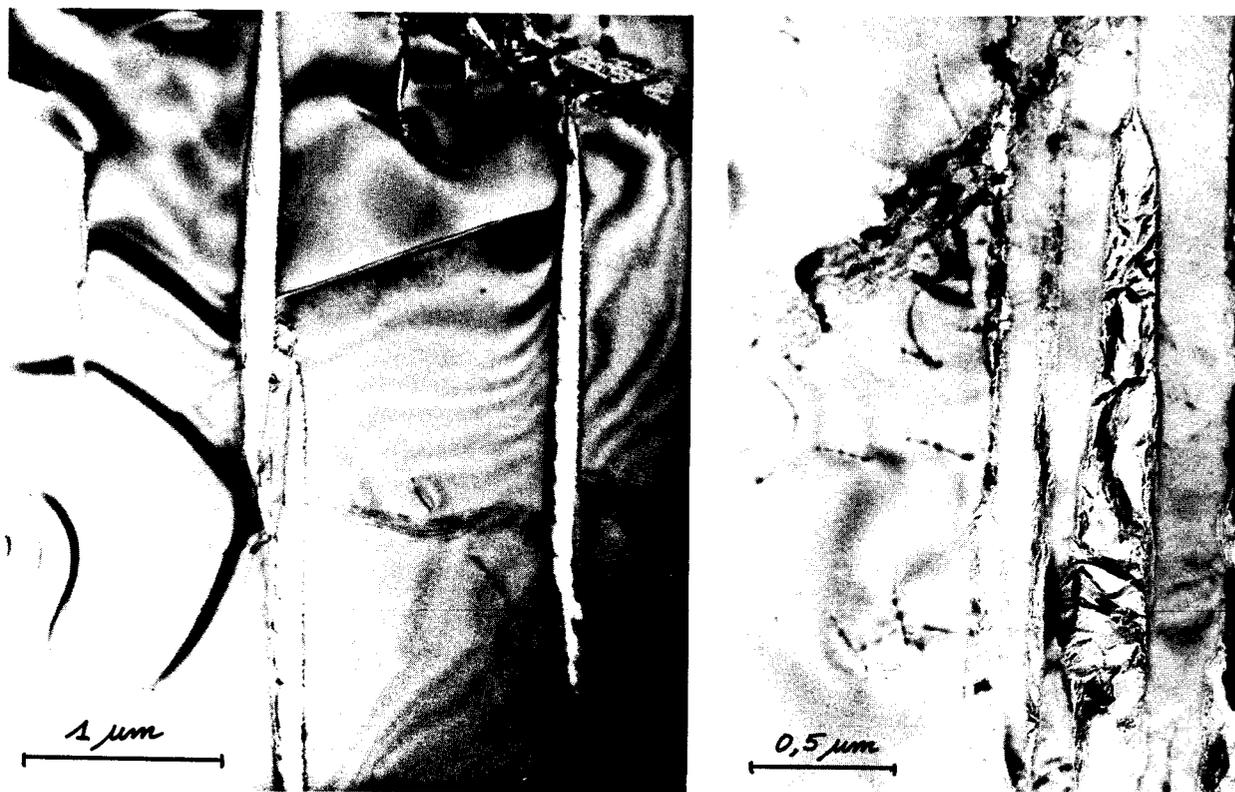


Figure 8: Beloc - (a) fractures en forme de fuseaux dans $(10\bar{1}0)$. (b) Fractures en fuseaux remplies de matière fibreuse nano-cristallisée (Champs clairs)

d) Bidart Cette section est située près de Biarritz (France). L'épaisseur de la couche d'argile était exceptionnelle: 4 à 5 cm contre 0,5 à 1 cm dans la plupart des affleurements européens. Il semble qu'il y ait des spinelles dans tout le bloc (Rocchia, communication personnelle), ainsi qu'une anomalie en iridium. A notre connaissance, la présence de quartz choqués dans cette section K/T n'avait jamais été rapportée. L'échantillon nous a été fourni par R Rocchia (CEA, Gif sur Yvette). Nous n'avons trouvé dans toute la quantité de sédiments dont nous disposions (plusieurs cm^3) qu'un seul quartz choqué. C'est suffisant pour attester que cette coupe est bien représentative de la limite K/T mais c'est aussi la raison pour laquelle notre étude en MET a été plutôt courte. Les PDF de ce grain de quartz sont des bandes de dislocations parallèles aux plans $\{10\bar{1}3\}$ et $\{10\bar{1}2\}$, décorés par des petites bulles (taille $\approx 0,5 \mu\text{m}$) (Fig. 9a). On détecte également de fines tranches de macles mécaniques basales avec des dislocations partielles dans les parois de macles (Fig. 9b). Cette structure est très similaire aux précédentes et confirme encore, s'il en était besoin, qu'il s'agit bien d'une coupe K/T.



Figure 9: Bidart - (a) Bandes de dislocations dans $(10\bar{1}3)$ et petites bulles de fluides. (b) Fines tranches de macle mécaniques basales avec des dislocations partielles dans les parois (champs clairs).

e) Résumé Les grains de quartz choqués des sédiments K/T présentent la signature caractéristique d'un impact météoritique. Les PDF que nous y avons caractérisés sont les mêmes que ceux détectés dans les quartz de structures d'impact (voir chapitre 3 et Goltrant et al., 1991 et 1992). Comme pour les quartz de ces cratères, il est clair que les structures fines de ces PDF ne sont plus identiques aux microstructures initiales induites par l'onde de choc (lamelles de silice amorphe). L'altération post-choc assistée par une forte activité de l'eau a produit la recristallisation d'une grande partie de l'amorphe avec précipitation de l'eau initialement dissoute sous forme de petites bulles et l'apparition de dislocations. Les conditions de métamorphisme post-choc et l'activité de l'eau n'étant pas identiques aux divers endroits où les échantillons ont été collectés, nous observons des variations mineures dans les structures fines des PDF. Le site le moins altéré semble être celui de Frenchman Valley, on y trouve encore des PDF partiellement amorphes. Les fines tranches de macles mécaniques basales sont présentes partout mais leur densité est moins élevée que dans d'autres échantillons provenant de cratères d'impact (certains échantillons du site de Vredefort par exemple). Ces macles confirment néanmoins le passage d'une onde de choc.

Les courtes fractures en forme de fuseau souvent remplies de matière amorphe ou cryptocristalline sont des défauts moins bien connus. Dans les conditions usuelles de température et pression, le quartz ne présente pas de clivages francs. Il semble donc que sous pression dynamique, le clivage dans ces plans $\{10\bar{1}0\}$ et $\{10\bar{1}1\}$ devienne facile (e.g., Stöffler et Langenhorst, 1994). En tout cas le fait que ces fractures courent d'un PDF au suivant indique clairement que leur formation est postérieure à celle des PDF. Elles se sont probablement formées durant le passage de l'onde de raréfaction. La présence de phyllosilicates à l'intérieur de certaines d'entre elles indique que des fluides ont circulé dans le dense réseau qu'elles constituent.

II- Stratigraphie des quartz choqués dans la couche K/T de Beloc

a) Sections étudiées La couche K/T de Beloc (Haïti) était enfouie à 2000 m d'océan à l'époque de la catastrophe (Jéhanno et al., 1992). Elle est particulièrement épaisse (60 cm, contre ≈ 1 à 2 cm pour les autres sections K/T) et contient tous les marqueurs d'origine cosmique usuels: quartz choqués (Hildebrand et Boynton, 1990; Izett 1991), spinelles nickelifères, iridium et sphérules (e.g., Jéhanno et al., 1992), dont la chronologie de dépôt des produits d'impact est conservée. L'origine des sphérules est encore débattue. Pour Izett (1991) et Koeberl et Sigurdsson (1992) ce sont des tectites altérées. Pour Jéhanno et al. (1992), l'épais (30 cm) lit de sphérules est nettement séparée du niveau enrichi en iridium et spinelles (Fig. 10). La section montrera alors deux événements distincts temporellement, un volcanisme local (produisant les particules de verre), puis un impact avec son dépôt d'iridium et de spinelles. C'est donc pour éclaircir ce problème que nous cherchons à quel(s) niveau(x) se trouvent les quartz choqués. Nous avons examiné minutieusement les deux affleurements les mieux préservés (appelés Beloc A et H par Jéhanno et al., 1992). Nous avons effectué cette caractérisation au microscope optique polarisant en immergeant les grains de quartz dans l'alcool benzylique.

b) Stratigraphie Pour chaque affleurement (Beloc A et H; Jéhanno et al., 1992) plusieurs niveaux discrets, répartis entre la base du lit de sphérules (niveau de référence 0) et le sommet de la section à la hauteur + 70 cm, ont été étudiés. Nous avons évalué les densités de grains choqués (nombre de grains par gramme de matière de départ) et la répartition de leur taille pour chaque niveau. La Fig. 11 montre quelques histogrammes de ce travail dont l'ensemble des résultats est résumé dans les tableaux 1 et 2.

BELOC H

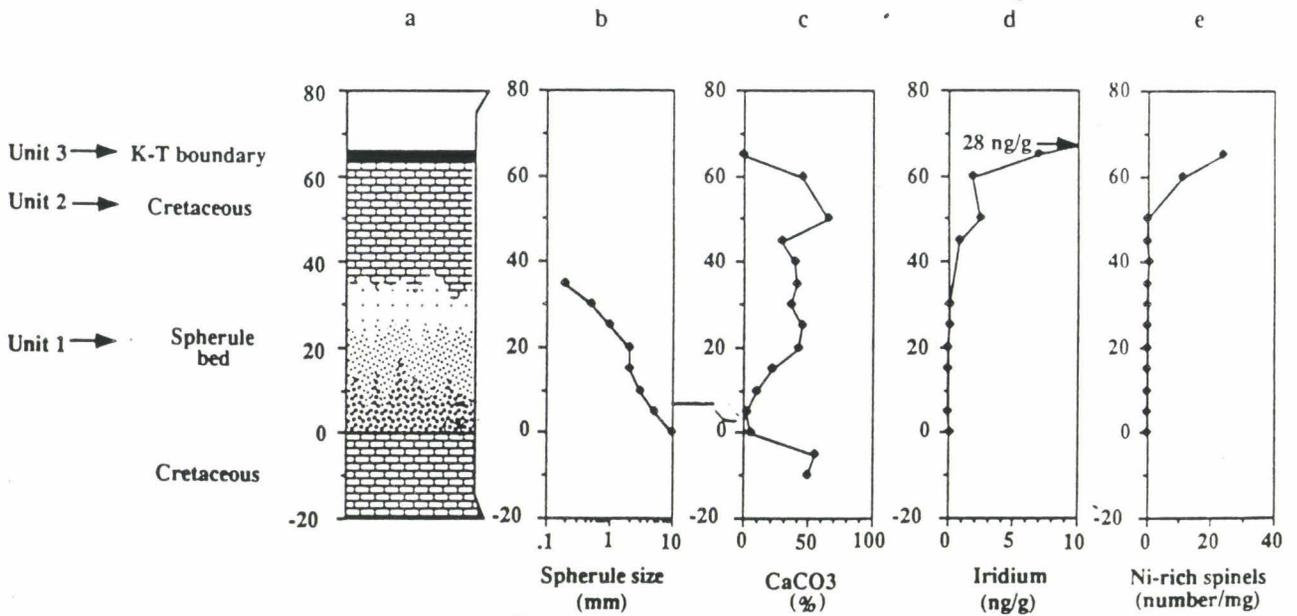
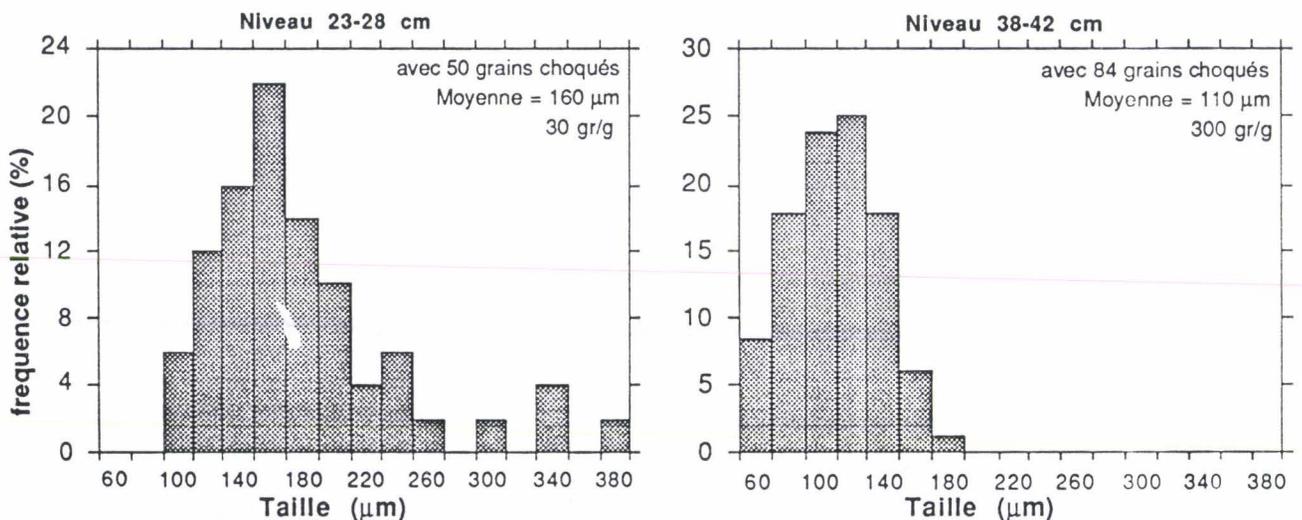


Figure 10: Stratigraphie d'une section K/T très bien préservée (Beloc H), d'après Jéhanno et al. (1992). Les particules de verre forment un lit de sphérules (unité 1; la base de ce lit défini le niveau 0 cm). La taille de ces sphérules est décroissante dans toute l'unité 1, ce qui traduit leur passage à travers un filtre de 2000 m d'océan. Ce lit est distinct stratigraphiquement de la couche contenant les marqueurs usuels de la K/T, iridium et spinelles nickelifères (unité 3). Ils sont séparés par 25-30 cm de carbonates (sédiments de l'ère Crétacé; unité 2). Spinelles et iridium sont contenus dans des sphéroïdes de taille ≈ 200 à $300 \mu\text{m}$ situés à 65 cm au dessus de la base du lit de sphérules. Les tailles de ces deux types de particules semblent indiquer deux événements séparés.



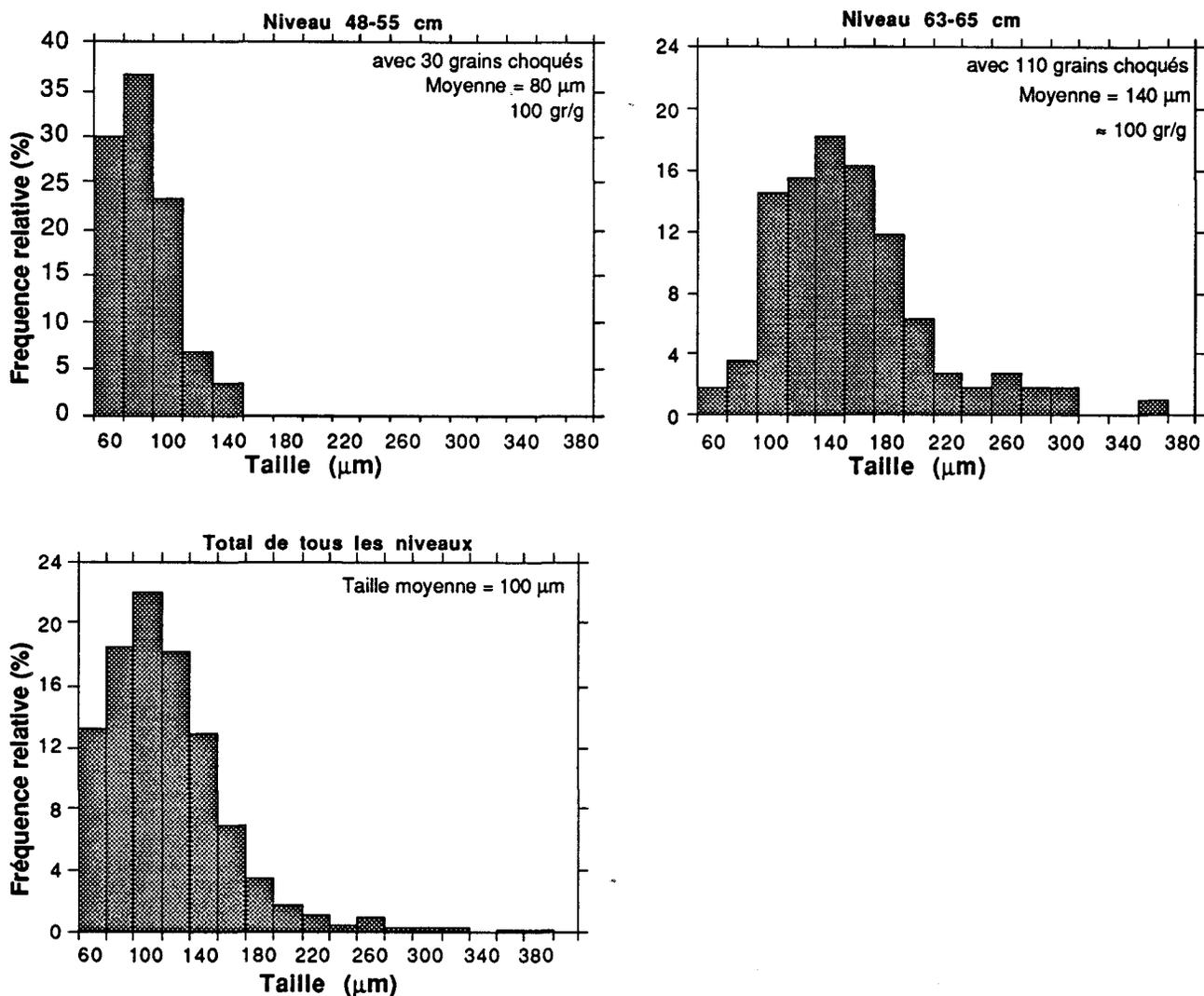


Figure 11: Histogrammes de taille des quartz choqués pour la section "Beloc H".

Tableau 1: Beloc A

Niveau (en cm)	Taille moyenne (en μm)	Quantité (en grains / g)
< 20	/	absent
20-25	très gros (300-700 μm)	rares (3 grains détectés)
25-33	160	10
30	142	50
35-40	132	70
45	130	100
50	113	300
55-58	92	400
63-65	150	150

Tableau 2: Beloc H

Niveau (en cm)	Taille moyenne (en μm)	Quantité (en grains / g)
< 23	/	absent
23-28	160	30
28-32	150	100
32-37	130	300
38-42	110	300
42-47	95	500
48-55	80	100
54-55,5	95	25
57-58	80	50
59-60	/	absent
60-62	/	absent
63-65	140	100
> 66	/	absent

Les premiers quartz choqués sont détectés au sommet du lit de sphérules, soit à + 25 cm dans les deux sections et il y a un léger recouvrement avec ces sphérules (≈ 5 cm pour Beloc A et 10 cm pour Beloc H). Les grains de quartz choqués sont gros ($300 \mu\text{m}$) et peu nombreux au sommet de ce niveau de sphérules. Les niveaux supérieurs voient la taille des grains diminuer régulièrement et la quantité de grains augmenter aussi régulièrement. La taille moyenne évolue de $160 \mu\text{m}$ pour les quartz situés un peu au dessus du lit de sphérules (≈ 25 cm) à $80 \mu\text{m}$ pour les derniers petits quartz, situés ≈ 60 cm (Beloc A) ou ≈ 58 cm (Beloc H) (Fig. 12). La taille moyenne est une fonction décroissante et sensiblement linéaire de la hauteur du niveau dans la section. En outre dans la section Beloc H, les quartz choqués disparaissent sur quelques cm de hauteur (niveau 59-62 cm), pour réapparaître au niveau 63-65 cm qui est le niveau où sont concentrés les spinelles et la forte anomalie en iridium. Les quartz choqués de ce niveau sont à nouveau gros ($140 \mu\text{m}$ en moyenne). Puis encore au dessus, nous ne détectons plus aucun quartz choqué. Pour la section Beloc A, nous ne disposons pas d'une résolution suffisante pour détecter une éventuelle discontinuité (disparition puis réapparition des quartz choqués). Nous observons toutefois la même anomalie, la taille des quartz choqués réaugmente soudainement pour atteindre $150 \mu\text{m}$ dans le niveau contenant l'iridium et les spinelles (63-65 cm).

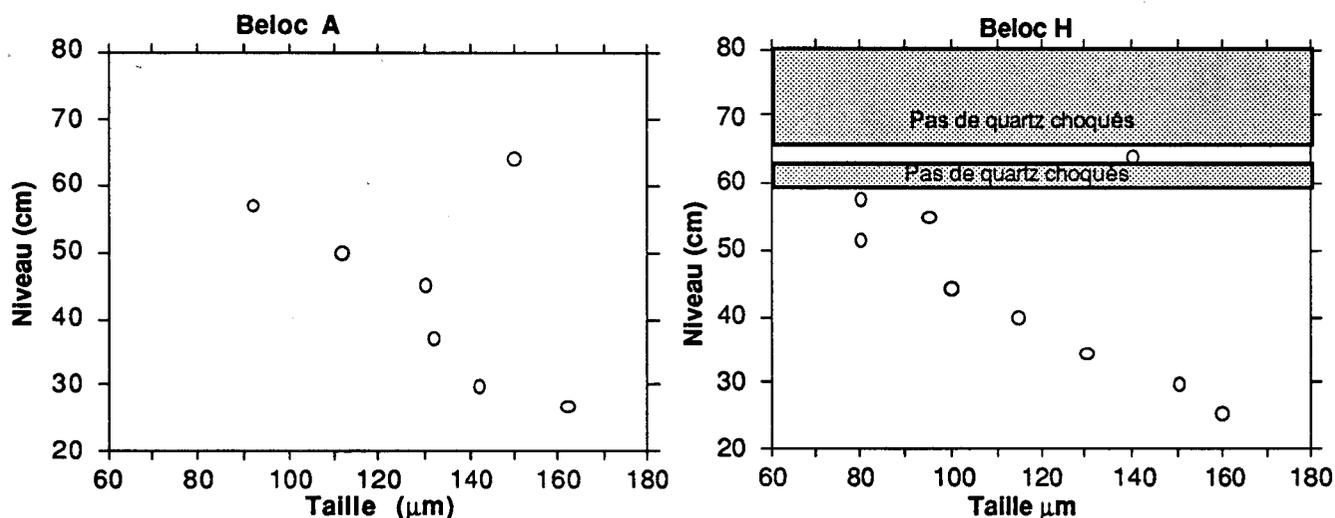


Figure 10: Distribution de la taille des grains, en fonction des niveaux étudiés (Beloc A et H).

c) Interprétation Cette stratigraphie des quartz choqués représente les dépôts de l'ejecta de cratère ayant fonctionné au voisinage de l'époque de la limite K/T. Dans le cas d'un impact, les simulations numériques (Melosh, 1989) indiquent que les matériaux de la cible sont éjectés avec une vitesse initiale de 1 à 10 km/s. Les particules suivent des trajectoires balistiques, sont freinées par l'atmosphère et retombent sur la surface de la terre ou de la mer quelques heures plus tard. Dans le cas particulier de la section marine de Beloc, la stratigraphie observée représente le dépôt des différents composants de l'ejecta à travers 2000 mètres d'eau. Le temps correspondant à cette traversée se déduit aisément de la loi de Stokes (prise en compte des composantes tangentielles dues à la turbidité des océans). Pour des particules de 5; 0,2 et 0,05 mm de diamètre, ce temps est de 2 heures, 1 jour et 10 jours respectivement (Brun-Cottan, 1986). La gradation en taille des quartz choqués s'explique donc très simplement par les vitesses différentes de sédimentation qui sont fonction de cette taille. Le dépôt sur le plancher océanique de Beloc est plus long que le transport aérien. Compte tenu de la taille des quartz choqués (en moyenne entre 160 et 80 µm), une semaine est donc suffisante pour qu'ils se déposent totalement.

La distribution en taille des quartz choqués apporte une autre information importante sur la section de Beloc. En effet on trouve ces quartz choqués dans toute l'unité 2 essentiellement constituée de carbonates contenant des fossiles de l'ère Crétacé. Cette couche représente donc un temps très court (\approx 1 semaine). Ces carbonates correspondent à la redéposition de sédiments marins (du Crétacé) remis en suspension

par l'onde sismique associée à l'impact, puis lentement redéposés en même temps que les produits d'impact, selon une séquence gouvernée par la taille et la densité et non plus par âge. Les informations de type biostratigraphique sont donc définitivement perdues dans cette coupe mais la variation en taille très régulière des quartz indique clairement que la coupe n'a ensuite plus été perturbée. Les premiers quartz choqués sont détectés au voisinage du sommet du lit de sphérules (pour lesquelles une gradation en taille a été également observée; Jéhanno et al., 1992) avec un recouvrement de ≈ 10 cm environ. Les sphérules et les quartz choqués semblent résulter d'un seul et même événement, i.e., d'un impact. Les sphérules seraient donc des tectites (verre d'impact). Elles se sont déposées les premières sur le plancher océanique parce qu'elles sont plus grosses que les quartz choqués (6 mm à 0.2 mm d'après Hildebrand et Boynton, 1990 et Jéhanno et al., 1992 contre 300 à 60 μm pour les quartz). Les deux unités 1 et 2 représentent l'enregistrement en continu d'un événement unique, cosmique et instantané, c'est à dire un impact.

Du dénombrement de grains choqués en fonction de la taille pour chaque niveau, nous déduisons le nombre total de quartz choqués tombés sur un cm^2 de plancher océanique, ce qui donne une idée qualitative du flux de matière. Nous trouvons 8000 grains/ cm^2 pour Beloc A et 7000 pour Beloc H. D'autre part, les quartz choqués représentent 50-70 % de la totalité des quartz. La faible proportion de quartz trouvé dans les niveaux sédimentaires extérieurs (quelques grains par gramme) suggère qu'un grand nombre de quartz non choqués provient eux aussi de l'ejecta de l'impact. Pour comparaison, nous avons effectué le même décompte pour d'autres coupes K/T. Pour les sites Européens ou Nord Africains, nous n'avons trouvé qu'un quartz choqué dans la section de Bidart (30 grammes de sédiments étudiés), et aucun sur les sites de Caravaca et de El Kef (ce qui signifie que si ces derniers sont présents, ils sont très rares). Les flux associés sont donc considérablement plus faibles (moins d'un grain par gramme, ce qui exclue toute étude quantitative). Par contre, ces flux sont de 200 et 400 grains par cm^2 respectivement pour les sites Nord Américains de Frenchman Valley (taille moyenne des quartz choqués 135 μm , fig. 13) et Raton Basin (taille moyenne 130 μm , fig. 13). Il est donc tombé 50 à 100 fois plus de grains de quartz choqués dans la région des Caraïbes qu'à l'intérieur des Etats-Unis. Compte tenu de sa proximité, le site de Chicxulub paraît être un très bon candidat en tant que source de ces quartz choqués.

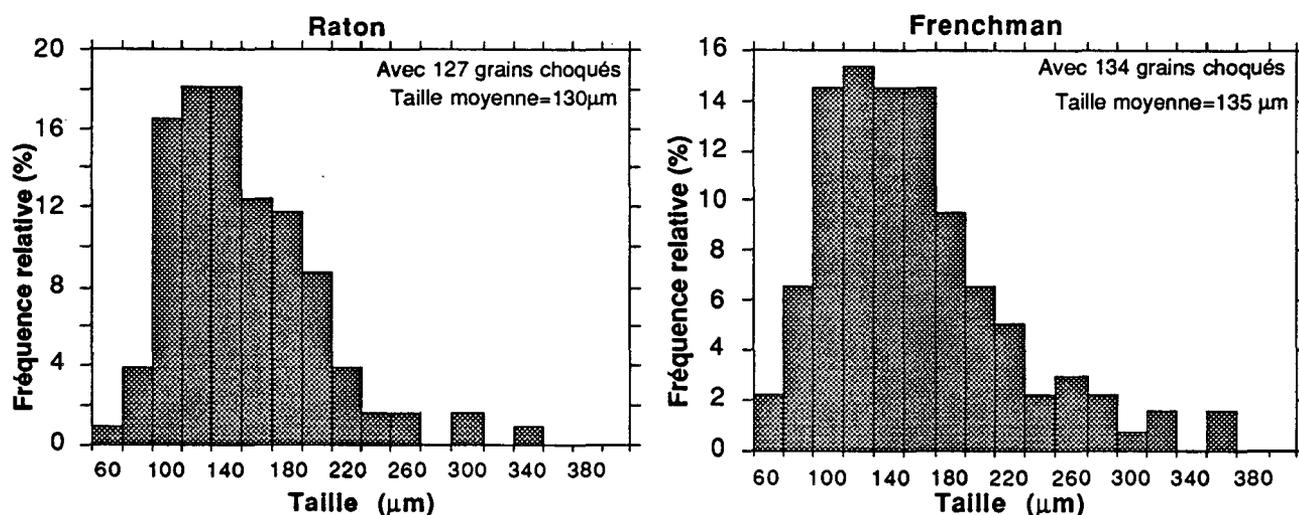


Figure 13: Distribution en taille des quartz choqués de Frenchman Valley et de Raton Basin.

La partie inférieure de la couche de sédiments de Beloc peut donc être interprétée de façon cohérente avec un modèle d'impact. La partie supérieure de cette couche est plus problématique. En effet, nous retrouvons de gros quartz choqués au niveau 63-65 cm, dans l'unité 3, qui correspond aussi à la forte anomalie en iridium et à la présence de spinelles nickelifères. Ces derniers sont contenus dans des sphéroïdes de 100-300 μm de diamètre (donc beaucoup plus gros que les derniers quartz choqués de l'unité 2). Il y a manifestement à ce niveau très localisé, concentration d'indicateurs de matière cosmique. La présence de gros quartz choqués, d'iridium et de spinelles dans ce niveau est troublante. Malheureusement, les informations de type sédimentaire correspondant à ce niveau sont beaucoup moins claires. Une explication cohérente pourrait être l'enregistrement d'une succession de deux impacts. Le premier aurait eu lieu dans la région, de sorte qu'il aurait produit une turbidité importante dans la mer, soulevant les sédiments calcaires qui se redéposent lentement et épaississent en même temps la couche riche en indicateurs cosmiques. Les objets contenant l'iridium et les spinelles se retrouvent dispersés sur une épaisseur de ≈ 60 cm et deviennent par conséquent difficilement détectables; on n'observe facilement que les sphérules (tectites plus ou moins altérées) et, moyennant quelques efforts, les quartz choqués qui étant plus petits sédimentent au dessus des sphérules avec les carbonates. L'hypothèse d'un impact proche est supportée par la présence d'une quantité énorme de quartz choqués. Il s'écoule ensuite un laps de temps inconnu correspondant à la sédimentation de ≈ 5 cm de calcaires. Puis, un autre impact se produit, plus petit et/ou dans une région nettement plus éloignée. Contrairement au précédent, ce second cratère ne génère aucune turbidité et l'éjecta (quartz choqués, spinelles et iridium) se dépose sans être délayé par des carbonates. L'épaisseur de ce niveau est donc très faible, similaire à celle des couches K/T Nord-Américaines en milieu continental (≈ 2 cm). Le flux de matière est lui aussi

comparable, du moins en quartz choqués (500 grains/cm²). Nous ne connaissons pas le cratère source. Il ne peut pas s'agir de la chute d'un astéroïde fragmenté à cause de la couche de calcaire entre les deux dépôts de matière cosmique. Cette hypothèse d'impacts multiples a déjà été formulée (e.g., Sharpton et al., 1990; Izett, 1991) mais sans support expérimental sérieux. D'après Izett (1991), on pourrait discerner dans les sections K/T d'Amérique du Nord deux couches distinctes: la couche inférieure composée de tectites altérées et la couche supérieure avec quartz choqués et iridium. Cette séquence résulterait de deux événements distincts.

En résumé, la stratigraphie des quartz choqués dans les deux sections bien préservées de Beloc suggère que: (1) les sphérules sont des tectites altérées (2) les premiers 60 cm représentent l'enregistrement d'un événement unique (impact), la durée du dépôt de son ejecta s'évalue à environ une semaine. (3) Les informations biostratigraphiques correspondant à ce niveau sont perdues (4) Enfin, le deuxième niveau à quartz choqués (63-65 cm) correspondrait à un deuxième impact, indépendant du premier.

Chapitre 5

Déformations terrestres violentes: volcanisme explosif des kimberlites et glissement de terrain de Köfels

I- Introduction

La découverte par Bohor et al. en 1984 de quartz choqués dans les sédiments de la limite K/T a fourni un argument incontournable aux tenants d'un impact météoritique comme cause de cette crise biologique majeure. En effet de tels quartz choqués n'avaient été trouvés jusqu'alors que dans les cratères d'impact. Les tenants d'une cause endogène (volcanisme) de la crise K/T ont cherché si des événements tectoniques exceptionnellement violents peuvent aussi générer ces défauts. Ils se sont intéressés plus particulièrement aux explosions volcaniques. C'est ainsi qu'en 1986 Carter et al. ont découvert des défauts de choc dans les grains de quartz de la caldera de Toba qui fut le siège d'une explosion volcanique particulièrement puissante, il y a environ 75000 ans (résultats toutefois très contestés; Izett et Bohor, 1987; Sharpton et Schuraytz, 1989; Goltrant et al., 1991). Wyllie (1980), puis Clement et Reid (1987) pensent que les remontées magmatiques dans les cheminés kimberlitiques ont du être les plus puissantes explosions volcaniques que la terre ait connues. Rice (1987) évalue l'augmentation de pression dans une chambre magmatique lors du dégazage du magma lié à la décompression et trouve des ordres de grandeur extrêmement élevés: ainsi pour l'éruption de 1980 du volcan du Mont St Helen cette pression aurait atteint des dizaines de GPa, ce qui est peut-être suffisant pour générer des PDF dans les quartz. Pour cet auteur comme pour d'autres tenants de l'hypothèse endogène (Officer et Drake, 1985; Officer et al, 1987; Loper et McCartney, 1988; Carter et al., 1990) les quartz choqués de la limite K/T ne proviennent pas nécessairement d'un impact. Ces défauts pourraient être générés à des pressions moindres si par exemple la température des quartz est plus élevée. Les expériences de choc de Carter et al. (1990) effectuées

sur quartz préchauffés avaient pour but de vérifier ces hypothèses, mais leurs résultats n'ont pas montré d'abaissement significatif du seuil. Ces résultats ont été confirmés par d'autres expériences (Langenhorst et al., 1992; Gratz et al., 1992). Les tenants de l'hypothèse endogène se sont également demandé si des déformations tectoniques inusuelles ayant conduit à des contraintes élevées pouvaient générer des PDF (Carter et al., 1990; Officer et Carter, 1991; Lyons et al., 1993). Des contrastes plus ou moins rectilignes ont en effet été détectés optiquement dans des structures géologiques particulières comme le glissement de terrain de Köfels. L'existence possible de quartz choqués d'origine endogène est vigoureusement contestée par de nombreux autres auteurs comme par exemple Izett et Bohor (1987), Sharpton et Schuraytz (1989) ainsi que Stöffler et Langenhorst (1994). L'augmentation de pression dans une chambre magmatique ne dépasserait jamais ≈ 500 bars. En outre la phase de dégazage accompagnant la décompression est un phénomène considérablement plus lent qu'une onde de choc (e.g., De Silva et al., 1990). Pour eux les quartz choqués d'origine volcanique ou tectonique sont douteux. Notre étude sur un morceau de croûte traversé par une explosion kimberlitique et sur le gneiss de Köfels s'inscrit dans le cadre général de cette controverse (dont l'histoire détaillée est décrite dans French, 1990 et Lyons et al., 1993).

II- Présentation des sites

Les kimberlites De nombreux indices montrent que les explosions volcaniques qui se sont produites il y a environ 2 milliards d'années en Afrique du Sud dans la région de Kimberley (Fig. 1) ont été extrêmement violentes. L'ascension du magma depuis de très grandes profondeurs (les kimberlites les plus profondes viennent de 250 km de profondeur et ont remonté des diamants) s'est faite très rapidement et s'est accompagnée d'un dégazage rapide et intense. Ce magma a traversé la croûte le long de cheminées cylindriques étroites ou "pipes" un peu comme un obus perce un blindage de tank. Ces pipes sont maintenant remplis d'une lave refroidie et altérée, la kimberlite, essentiellement formée d'olivine (partiellement altérée en serpentine) et contenant des fragments rocheux (xénolites) arrachés aux parois de la cheminée ou issus de zones profondes. Certains d'entre eux contiennent des inclusions de coesite (un des polymorphes haute pression du quartz). Clement et Reid (1987) et Wyllie (1980) observent dans les roches associées aux explosions kimberlitiques des évidences de déformation fragile (brecciation) similaires à celles des sites d'impacts. Reimold et al. (1990) ont recherché par microscopie optique de possibles défauts de choc dans les quartz correspondants mais n'ont trouvé que des fractures irrégulières et de l'extinction onduleuse.

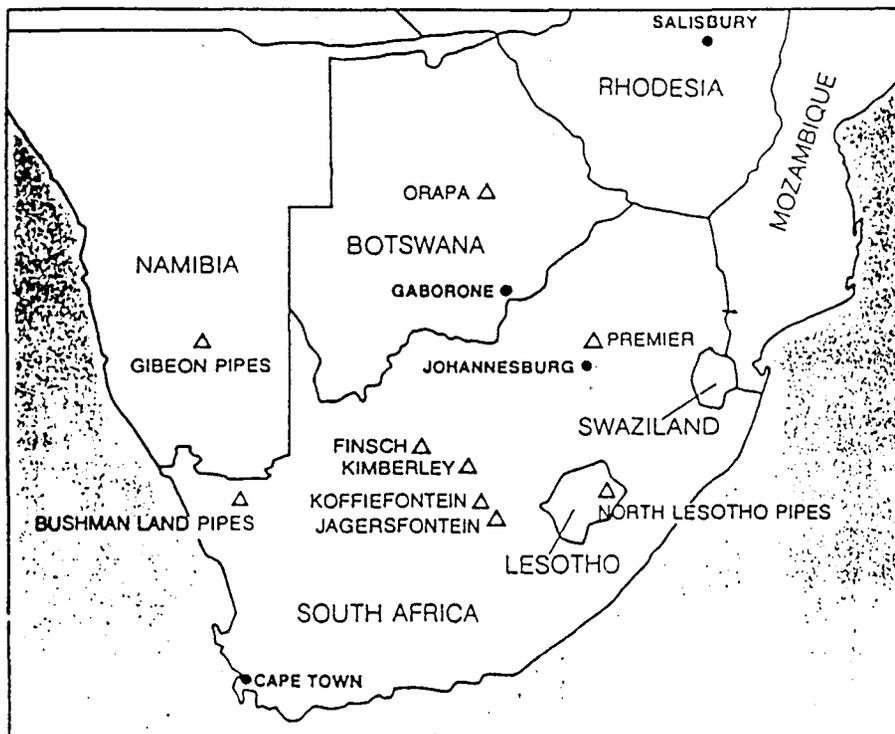


Figure 1: Les cheminées Kimberlitiques sont abondantes en Afrique du Sud. Elles sont localisées ici par des triangles (chaque triangle indique un groupement de cheminées). Nos échantillons proviennent du site de Kimberley.

Glissement de terrain de Köfels Köfels (Fig. 2) est un site semi-circulaire des Alpes Tyroliennes où s'est produit un glissement de terrain de grande amplitude il y a environ 8000 ans (Erismann et al., 1977; Heuberger et al., 1984 ; Masch et al., 1985). Un pan entier de montagne a glissé sur une distance de plusieurs centaines de mètres (Fig. 3) en moins d'une minute, avec une vitesse estimée à ≈ 50 m/s (Erismann et al., 1977). La partie qui a glissé couvre maintenant une surface de 13 km^2 sur une épaisseur de 500 m. Le volume total des roches déplacées est de l'ordre de $2\text{-}3 \text{ km}^3$ (Heuberger et al., 1985; voir figure 3). Toute l'énergie potentielle du bloc a été convertie en chaleur et la surface de glissement chauffée par cette friction a atteint localement des températures supérieures à 1700°C produisant de la fusion et la fraction volumique de fondu atteint 30 % d'après Milton (1964). Les roches fondues (appelées frictionites) devaient contenir des phases fluides ou des minéraux hydratés car elles forment maintenant une couche de 3 cm d'épaisseur que l'on retrouve sur toute la surface de glissement. Les caractéristiques pétrographiques de ces roches très particulières sont données par Milton (1964), Kurat et Richter (1972), Storzer et al (1971). Notons enfin que la cause de ce glissement de terrain est encore débattue (tremblement de terre, activité volcanique, érosion ou ... impact de météorite).

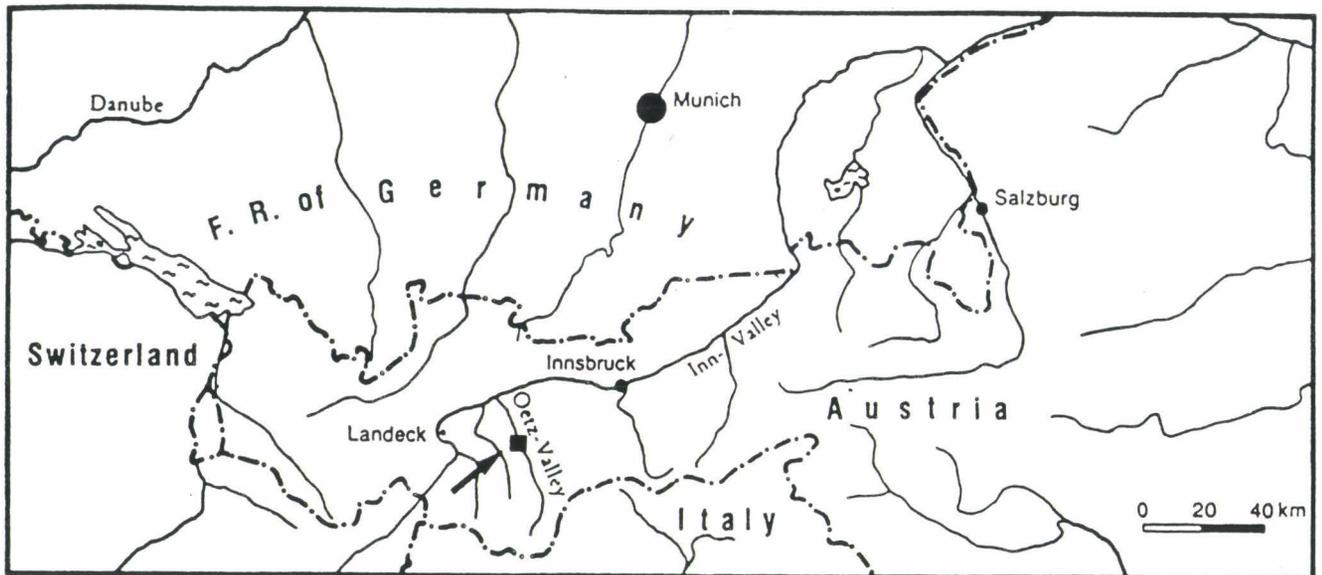


Figure 2: Site de Köfels, Oetz Valley, Alpes Tyroliennes (D'après Heuberger et al., 1984)

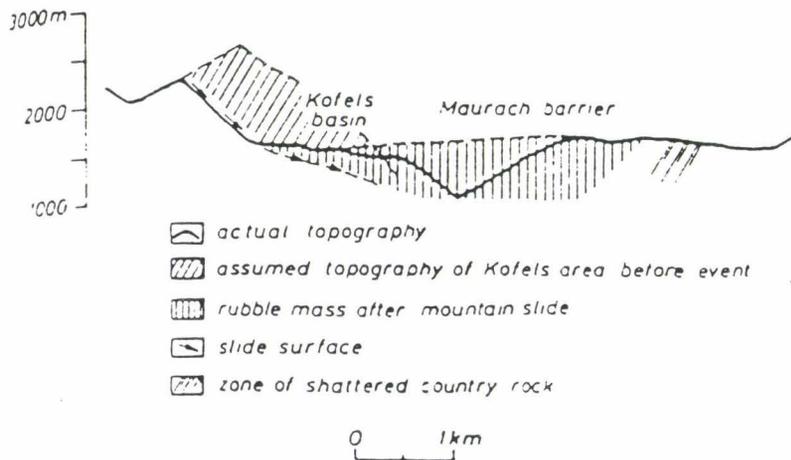


Figure 3: Section verticale du site de Köfels, illustrant le glissement de terrain (D'après Storzer et al., 1971).

Erismann et al. (1977) ont calculé l'énergie cinétique associée au glissement (et transformée en chaleur). Elle serait équivalente à celle d'une météorite de 85000 tonnes (soit un diamètre de ≈ 20 m pour une météorite métallique) heurtant la terre à une vitesse de 20 km/sec. Cette comparaison met en lumière l'énorme énergie mise en jeu lors de ce processus. Le régime de déformation associé à un glissement de terrain n'est pas usuel. La vitesse de déformation localisée dans la zone de friction est de plusieurs ordres de grandeur plus élevée que les déformations tectoniques usuelles. De plus, la contrainte de cisaillement est sans doute aussi très élevée dans la zone de friction. On attend donc des microstructures de défauts très différentes de celles induites par des déformations tectoniques classiques. Nous avons cherché si elles se comparent à celles des quartz choqués comme le pensent certains auteurs (Short et Bunch, 1968; Storzer

et al., 1971; Kurat and Richter, 1972; Surenian, 1988; Gratz and Kurat, 1988; Officer et Carter, 1991; Lyons et al., 1993).

III- Observations

Kimberlites Les échantillons que nous avons étudiés nous ont été aimablement fournis par W.U. Reimold (Université du Witwatersrand, Johannesburg, Afrique du Sud). Ils proviennent de la mine de diamant de Kimberley (Dutoitspan). Ce sont des morceaux de croûte arrachés par la remontée de magma. Ils peuvent donc avoir subi l'onde de choc de l'explosion si une telle onde de choc s'est bien produite. C'est dans ces échantillons que certains chercheurs auraient détecté des indices de choc ou au moins de déformation violente. Les quartz sont très rares dans ces morceaux de croûte. En microscopie optique, nous n'avons détecté aucune caractéristique particulière. Certains quartz montrent une extinction légèrement "roulante" entre polariseur et analyseur croisés. Quelques inclusions fluides sont également présentes mais nous ne détectons aucun PDF. En MET, aucun défaut de choc typique n'est détecté. Nous ne trouvons que des dislocations formant des jonctions et souvent organisées en sous-joints, désorientant légèrement le réseau cristallin, ce qui explique l'extinction "roulante" détectée en microscopie optique.

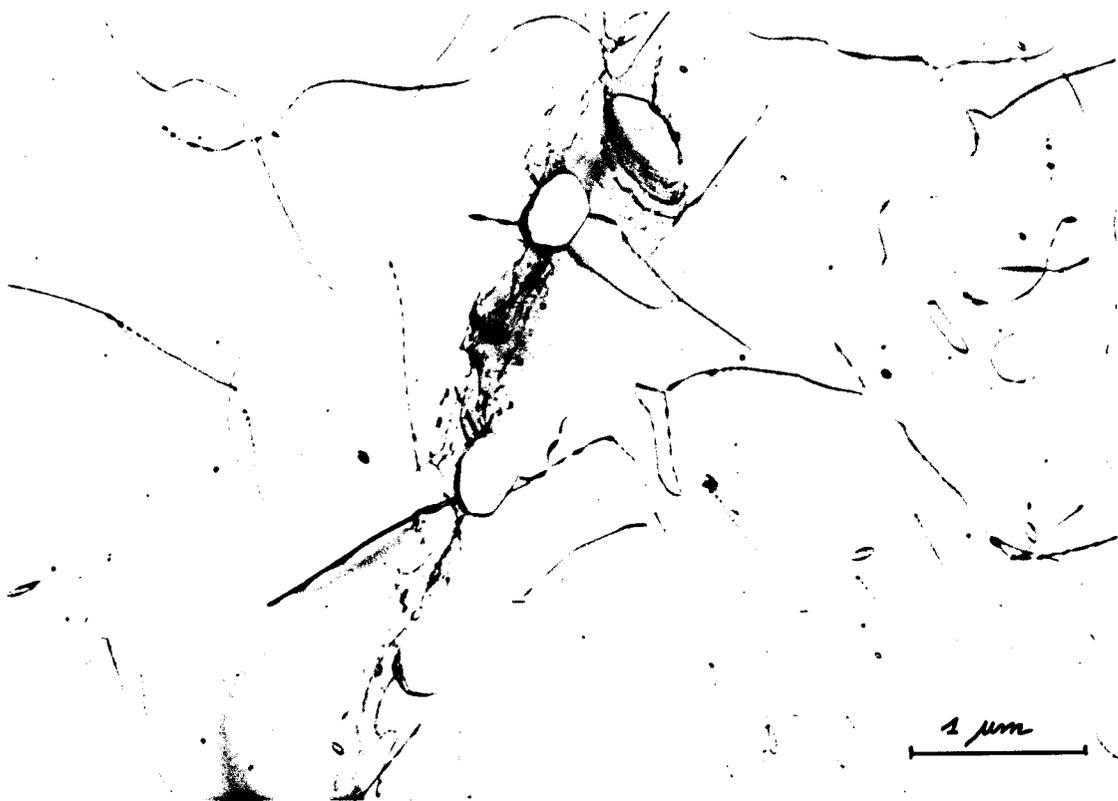


Figure 4: Microstructure typique des quartz des kimberlites. Les dislocations (faible densité) sont en configuration de montée. Quelques bulles d'eau sont détectées.

La densité de dislocations est faible. Quelques alignements (non rectilignes) de bulles d'eau sont présents (Fig. 4). Il n'y a donc aucun signe de choc. La microstructure de défauts observée ne se distingue pas de celles observées dans des gneiss ou des granites déformés à haute température.

Kölfels Les échantillons nous ont été aimablement fournis par F. Langenhorst et D. Stöffler (Université de Münster, Allemagne). Nous avons étudié en MET les défauts de réseau dans les grains de quartz de la roche mère (gneiss) proche de la couche fondue (zone de friction) ainsi que dans les quartz encore présents dans la pierre ponce. Dans le gneiss, nous avons sélectionné des échantillons à des distances de 20 mm, 7 mm et au contact de la couche fondue. En microscopie optique, nous ne détectons aucun défaut particulier dans les quartz du gneiss. Une extinction roulante apparaît dans certains grains. Par contre, l'apparence des grains de quartz dans la pierre ponce est plus ambiguë. Dans certains d'entre eux, on observe des défauts plans (Fig. 5a), vaguement parallèles (PDF?). La figure 5b montre l'interface gneiss/frictionite en microscopie optique.

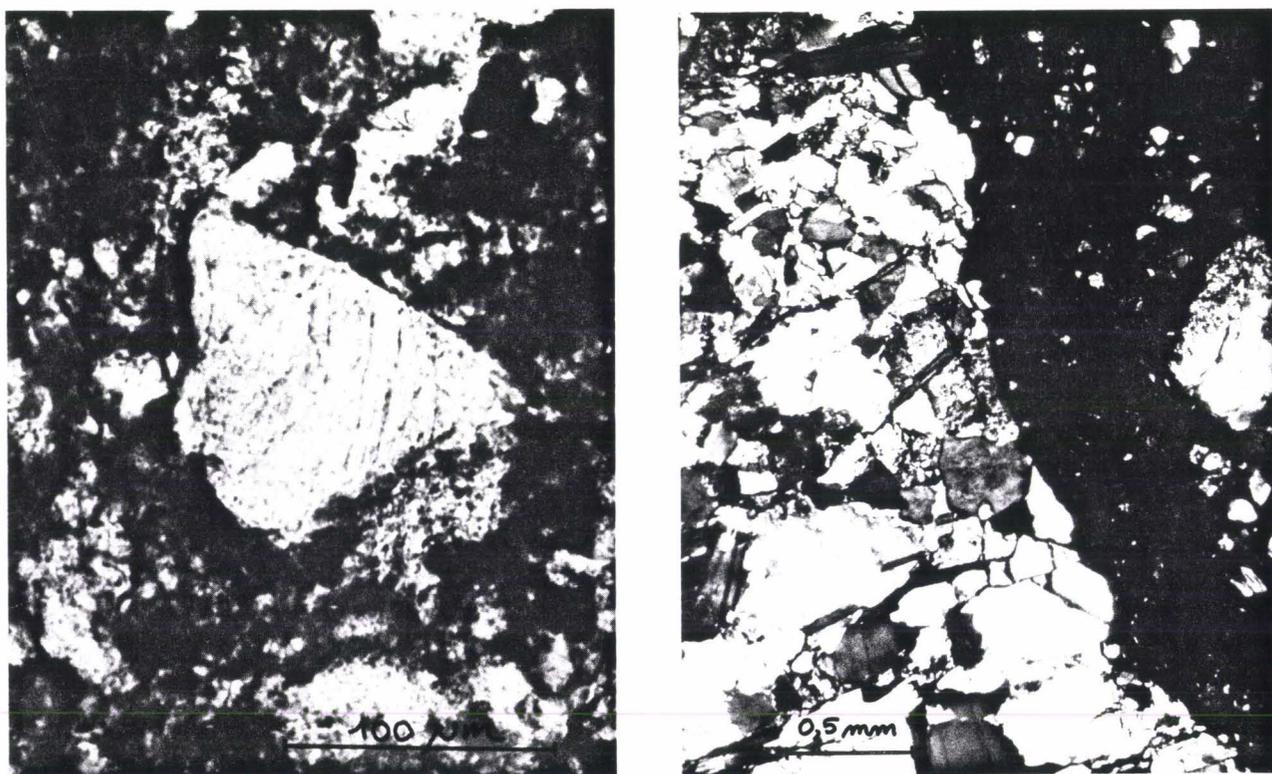


Figure 5: Köfels, Microscopie optique (a): contrastes qui pourraient être des "PDF" dans un grain de quartz contenu dans la frictionite. (b) Interface gneiss / zone fondue.

En MET les grains de quartz sélectionnés dans le gneiss à une distance de 20 mm de la surface fondue montrent une grande densité de dislocations ($\approx 10^{14} \text{ m}^{-2}$) assez

homogène. Dans de nombreuses zones, ces dislocations sont rectilignes et parallèles à des directions cristallographiques simples (a , $2a \pm c$, $a \pm c$) (Fig. 6a) indiquant qu'elles sont en configuration de glissement. Les systèmes de glissement a basal et a prismatique ont clairement été activés. On observe aussi quelques petites boucles de dislocations qui sont certainement des débris laissés dans leur sillage par les dislocations mobiles. Dans d'autres zones les dislocations présentent une configuration différente; elles sont courbées (i.e. elles n'ont pas d'orientation préférentielle). Elles forment parfois des sous-joints irréguliers.

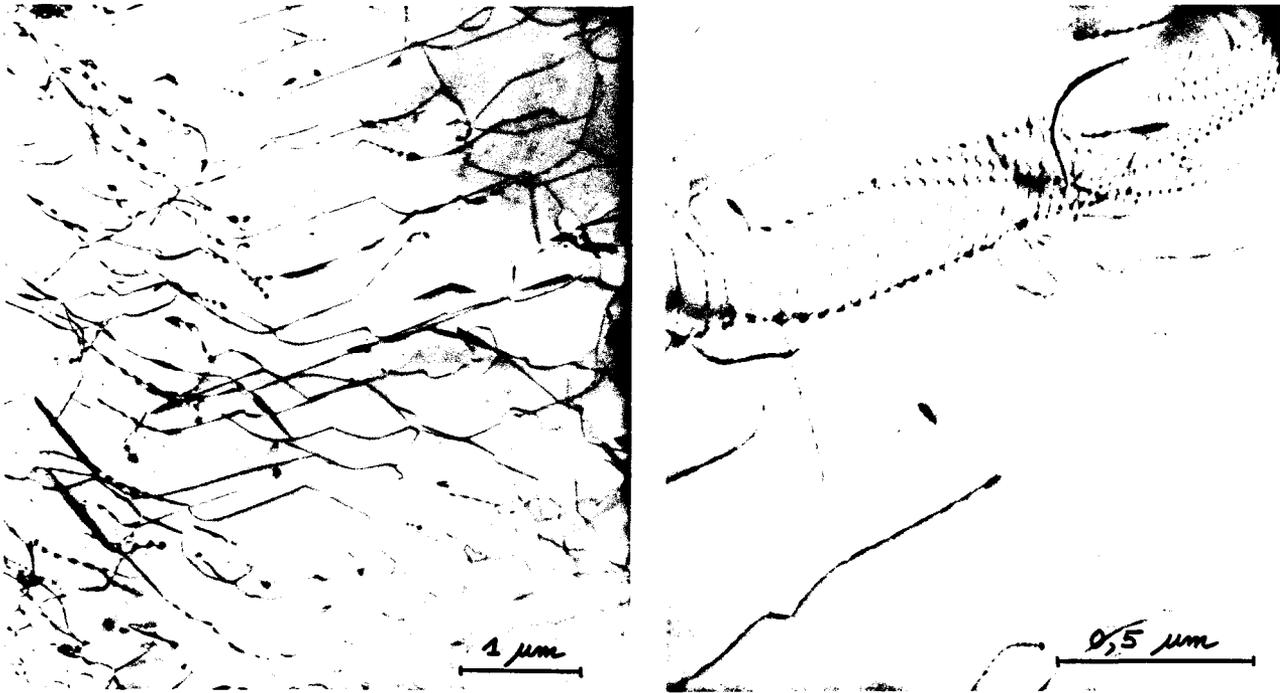


Figure 6. Köfels (a) Microstructure typique des grains de quartz à 20 mm de la pierre ponce. Les dislocations sont en configuration de glissement. (b) Grains de quartz proches de la pierre ponce, les dislocations sont en configuration de montée. (Champs clairs)

Dans les grains de quartz sélectionnés à 7 mm de la surface fondue, la sous-structure de dislocations est beaucoup plus hétérogène. Certaines zones contiennent une forte densité de dislocations ($\approx 10^{14} \text{ m}^{-2}$) avec des dislocations rectilignes et parallèles à des directions cristallographiques simples (comme dans les quartz situés à 20 mm). Dans d'autres régions, la densité est nettement plus faible ($5 \cdot 10^{12} - 10^{13} \text{ m}^{-2}$). Les dislocations ne sont plus confinées dans un plan de glissement particulier. Des segments de dislocations courbes et en configuration de montée forment de nombreuses jonctions. On observe aussi de nombreux sous-joints réguliers (Fig. 6b). Notons enfin que l'on détecte quelques fractures qui montrent que le comportement de type fragile a été lui aussi activé au cours du glissement de terrain.

Dans les grains de quartz du gneiss au contact avec la frictionite, la microstructure est constituée de dislocations organisées en sous-joints réguliers limitant des zones de faible densité de dislocations (10^{12} m^{-2}) en configuration de montée. Les sous joints induisent de faibles désorientations qui sont bien visibles en mode diffraction; on les détecte aussi en mode image grâce aux différents contrastes de Bragg. Des fractures sont aussi présentes.

Frictionite Nous y détectons une importante proportion de matière amorphe (le contraste en mode image n'est pas affecté par un changement d'orientation de l'échantillon, i.e. pas de contours de Bragg). En mode diffraction, les zones amorphes donnent des anneaux très diffus. Il faut cependant garder en mémoire le fait que nous avons enrobé ces échantillons dans une résine époxy (qui est amorphe elle aussi). Pour éviter toute confusion possible entre cette résine et la matière fondue nous avons eu recours à la microanalyse X qui nous également fourni la composition chimique moyenne du fondu. Les zones fondues sont vraisemblablement issues d'un mélange de plusieurs minéraux riches en silice. Le fondu contient aussi de nombreux cristallites (dont la taille varie de 0.01 à $0.1 \mu\text{m}$, voir Fig.7). Nous détectons enfin quelques cristaux beaucoup plus grands ($1 \mu\text{m}$ à $100 \mu\text{m}$) qui sont presque tous du quartz et dont les contours arrondis montrent qu'ils sont des reliques infondues de la roche initiale.

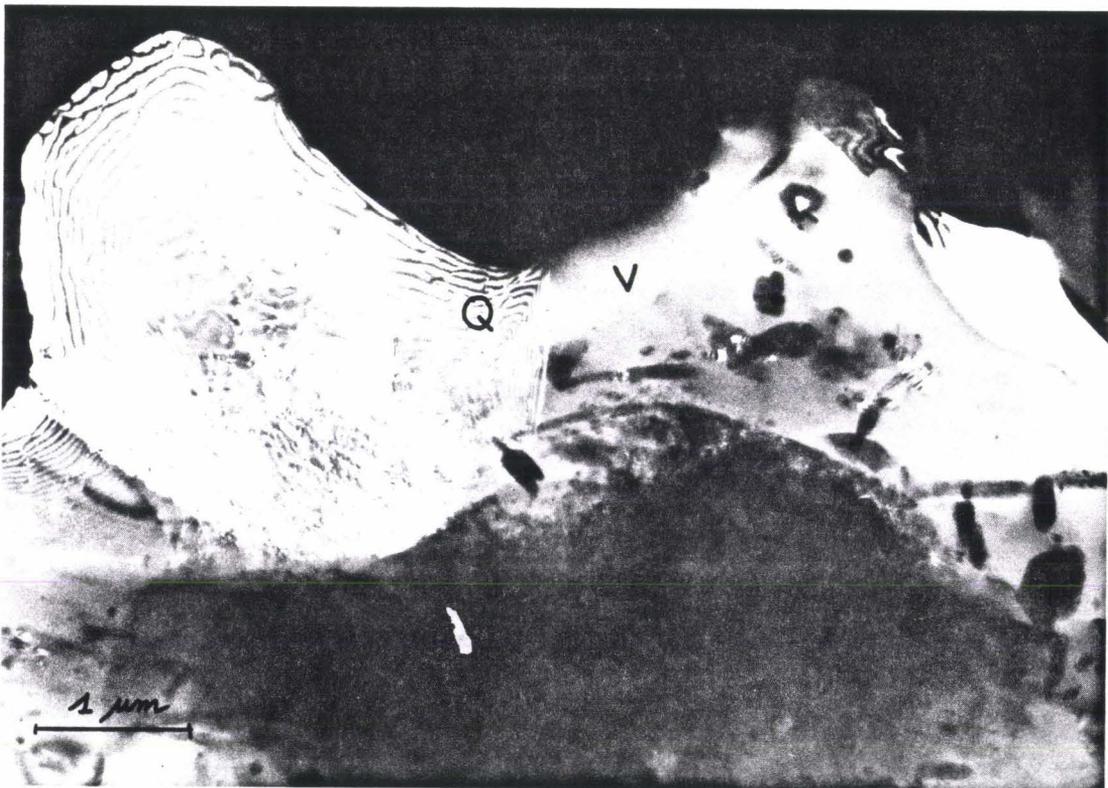


Figure 7: Frictionite de Köfels. Champ noir montrant un grain de quartz (Q) non fondu dans du verre (V). Ce verre contient de nombreux petits cristaux.

Un grand nombre de ces grains de quartz non fondus sont traversés par des veines de silice amorphe (lechatelierite, Fig. 8a) qui forment un réseau complexe et découpent le cristal en petits pavés légèrement désorientés les uns par rapport aux autres (astérisme sur les clichés de diffraction; Fig. 8b). Des petites gouttes de fondu sont aussi détectées dans la masse des cristaux. Dans tous les cas, le contact entre le cristal et l'amorphe est net (on peut voir les franges d'interface verre/cristal). Certaines de ces veines sont assez droites et sensiblement parallèles à des orientations cristallographiques simples (Fig 8c). Les diffractions des zones de silice amorphe traversant les grands cristaux de quartz montrent des anneaux diffus de rayons correspondant à des distances de 4,2 Å et 1,2 Å. Ces distances sont identiques à celles mesurées dans la silice commerciale standard par Goltrant. et al. (1992). La densité de veines vitreuses dans les grains de quartz est très variable. Elle augmente cependant au voisinage des joints de grains. On observe des veines amorphes similaires dans les grains de feldspaths. Dans ces minéraux elles sont nettement plus rectilignes et parallèles à des orientations cristallographiques simples.

Les densités de dislocations sont faibles (10^{12} m^{-2}) dans les zones non fondues de ces grains de quartz. Ces dislocations sont organisées en jonctions ou sous-joints réguliers qui désorientent légèrement le réseau cristallin. Cette microstructure est très similaire à celle contenue dans les grains de quartz du gneiss à l'interface gneiss/pierre ponce. La différence entre les deux cas est une abondante précipitation d'eau sur les dislocations libres et les sous-joints (taille typique 500 Å; voir Fig. 9). Notons enfin que ces grains de quartz contiennent de nombreuses fractures, traduisant l'existence d'un stade de déformation fragile qui a peut-être eu lieu au début de la déformation.

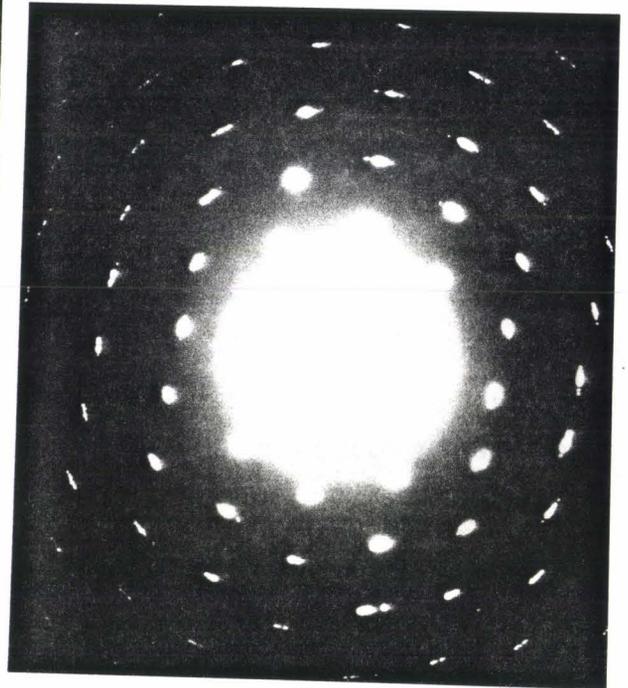


Figure 8: Frictionite de Köfels (a) : Veines de silice amorphe découpant le cristal de quartz en plusieurs petits blocs. Ces blocs apparaissent en noir car ils sont en condition de diffraction. (b) diffraction sur la figure précédente. L'anneau diffus central caractéristique de l'amorphe est bien visible. Les spots de diffraction sont étirés, illustrant la petite désorientation relative de chacun des petits blocs. (c) Les veines de verre de silice ont souvent des directions privilégiées, traduisant que la fusion a été initiée sur les fractures planes ou sur des sous-joints.

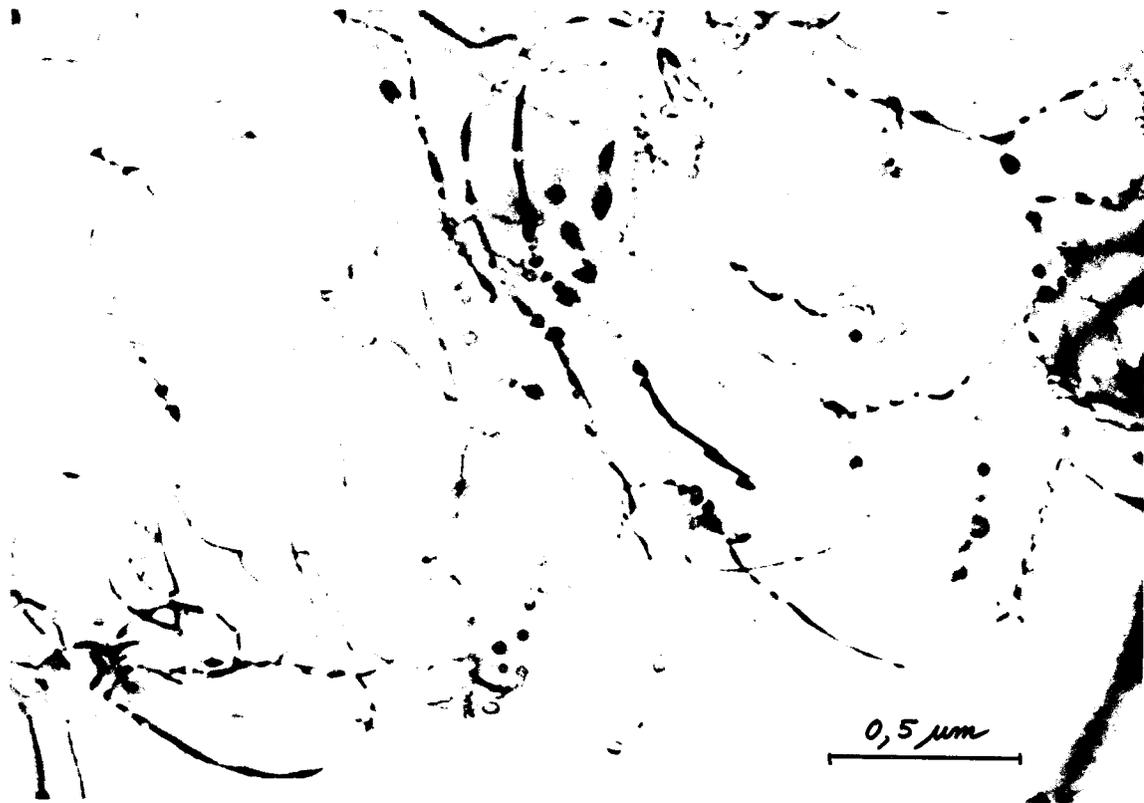


Figure 9: Grain de quartz contenu dans la frictionite de Köfels. Nombreuses bulles d'eau connectées aux dislocations (champ clair).



IV-Interprétation

Kimberlite Les microstructures de défauts observées dans les quartz de la croûte amenée en surface par la kimberlite ne se distinguent pas de celles d'une déformation tectonique classique. Les organisations de dislocations en sous-joints et les jonctions montrent que le grain a connu une étape de déformation ou de recuit à haute température, qui a produit cette réorganisation des dislocations (minimisant l'énergie totale du cristal). Les alignements de bulles détectés ne sont pas rectilignes et correspondent probablement à des fluides qui ont pénétré dans le cristal par le biais d'une fracture. Ils ont été piégés lors de la cicatrisation de la fracture. Ces alignements de bulles se distinguent bien de ceux qui sont sans doute les dernières manifestations de PDF comme les alignements d'inclusions fluides détectés dans les quartz de Vredefort (Chapitre 4). Nous n'observons donc aucun indice permettant de supposer que des explosions volcaniques aussi violentes que celles associées aux kimberlites engendreraient des ondes de choc qui à leur tour génèreraient des PDF dans les grains de quartz. Les PDF restent donc un indice non ambigu d'impact météoritique. Nous retenons aussi que la microscopie optique peut être une technique d'identification insuffisante pour déterminer s'il y a ou s'il n'y a pas de PDF dans certains quartz.

Kölfels Les microstructures observées évoluent de façon remarquable dans le gneiss avec la distance à la zone fondue (pierre ponce). Cette évolution reflète un fort gradient de déformation qui reflète lui-même un fort gradient thermique du à la faible conductivité thermique des roches voisines de la zone de friction. Les quartz collectés à 20 mm de la couche fondue ne présentent pas d'évidence de montée, leur microstructure est typique d'un quartz humide déformé à grande vitesse et à température modérée. On a affaire à un régime de glissement de dislocations contrôlé par de la friction de réseau, comme celui observé dans les expériences de Doukhan et Trépiéd (1985).

A 7 mm de la pierre ponce, les microstructures de dislocations indiquent la superposition de deux régimes de déformation différents. D'une part un régime similaire au précédent (glissement contrôlé par la friction de la friction de réseau) et d'autre part des sous joints et des jonctions typiques d'un régime de déformation à plus haute température. Ces deux régimes ont dû se succéder dans un court intervalle de temps qui n'a pas permis que la première microstructure soit effacée par les nouvelles conditions de déformation (c'est-à-dire essentiellement par l'augmentation de température). L'étape de déformation à haute température a donc dû être assez brève.

Les quartz au contact de la surface de friction contiennent une faible densité de dislocations en configuration de montée (jonctions et sous-joints réguliers responsables de l'extinction ondulante détectée au microscope optique). Cette microstructure est typique d'un régime de déformation à haute température. Cette zone proche de la pierre ponce a vraisemblablement subi une première étape de déformation à température modérée mais on n'en retrouve plus les traces qui ont été complètement effacées car la température a ensuite augmenté considérablement, accélérant les processus diffusifs et la réorganisation de la microstructure de défauts.

Les grains de quartz à l'intérieur de la pierre ponce ont connu une étape de déformation à encore plus haute température comme le montrent clairement les veines de fondu et la précipitation d'eau sur les dislocations. La sous structure est typique d'un recuit très efficace, i.e. à température très élevée.

Il n'est pas aisé de quantifier les températures correspondant aux différents régimes de déformation observés. Si l'on compare aux microstructures de dislocations produites dans les expériences de déformation de quartz humide de Doukhan et Trépiéd (1985) on obtient les valeurs suivantes. Les microstructures de défauts observées à 20 mm de la zone fondue se comparent bien aux déformations à $\approx 500-600$ °C avec des vitesses de déformation $\epsilon \approx 10^{-4} \text{s}^{-1}$. Les indices de montée (jonctions, début de formation de sous joints) observés à 7 mm de la zone fondue correspondent à des déformations expérimentales à ≈ 700 °C et les sous joints bien organisés observés en bordure de zone fondue à des températures > 1000 °C, les vitesses de déformations étant de plus en plus élevées.

Tout comme Masch et al. (1985), nous avons détecté un réseau dense de veines de silice amorphe dans les grains de quartz de la pierre ponce. La plupart de ces veines sont irrégulières, mais certaines d'entre elles présentent des orientations cristallographiques. Nous pensons que cette particularité reflète l'initiation de la fusion au niveau de fractures ou de sous-joints. Il est important de noter que la morphologie de ces veines de verre de silice n'est pas identique à celle des lamelles amorphes (PDF) observées par Kieffer et al. (1976), Goltrant et al. (1991) et Gratz et al. (1992) dans les quartz choqués naturellement ou expérimentalement. Les veines de verre observées ici ne résultent pas d'une onde de choc (amorphisation à l'état solide) mais bien de fusion à haute température. L'énergie mise en jeu lors du glissement de terrain bien que comparable à celle d'une météorite de ≈ 20 mètres de diamètre frappant la terre à ≈ 20 km/s s'est dissipée beaucoup plus lentement que lors d'un impact. La durée de l'événement est donc un paramètre important pour la formation des PDF. Nous ne détectons aucun indice suggérant que ce glissement de terrain aurait été déclenché par un impact. Nous n'avons détecté aucun des défauts signalés par Gratz et Kurat (1988) et par Surenian (1988) et interprétés par ces auteurs comme des défauts de choc. Encore une fois nous notons que les observations au microscope optique à faible grandissement ne sont pas discriminantes et peuvent conduire (ou tout au moins ont conduit certains auteurs) à des confusions.



Chapitre 6

Le diopside choqué au laboratoire et dans la nature

La connaissance du métamorphisme de choc dans les météorites est particulièrement importante car les défauts de choc viennent souvent se superposer au métamorphisme classique pouvant avoir eu lieu dans le corps parent. Le diopside est un minéral abondant dans les météorites pierreuses mais son métamorphisme de choc est encore très mal connu. Nous avons donc examiné par MET quelques météorites choquées. Nous avons également coopéré avec deux équipes (High Energy Density Research Center, Russian Academy of Sciences et Fraunhofer Institut für Kurzeitdynamik, Ernst Mach Institut, Allemagne) qui ont réalisé des chocs expérimentaux et nous avons caractérisé par MET les défauts produits. Le but était de proposer un premier catalogue de ces défauts et une calibration approximative du métamorphisme de choc. Le diopside pourrait en effet être un bon marqueur pour les météorites car sa faible symétrie cristallographique génère des modes de déformation divers (changements de systèmes de glissement faciles avec la température, maclages dans (100) et (001) ...).

I Chocs expérimentaux

a) Echantillons et paramètres de choc

Trois chocs ont été réalisés par les équipes avec lesquelles nous avons coopéré: (1) choc parallèlement à (100) à 45 GPa et température ambiante d'un monocristal de composition $Mg_{0.79}Ca_{0.92}Fe_{0.20}Al_{0.24}Na_{0.03}Si_{1.83}O_6$ (choc réalisé à Weil am Rhein, Allemagne par F Langenhorst et U Hornemann); (2) choc par les mêmes du même

monocristal dans la même orientation avec la même intensité mais l'échantillon étant préchauffé à 630 °C. (3) choc réalisé à Moscou par A Zhuk d'un polycristal à gros grains de composition $Mg_{0.76}Ca_{0.88}Fe_{0.18}Na_{0.07}Al_{0.33}Si_{1.79}O_6$ (choc à 35 GPa et température ambiante). Nous avons pu extraire de ce dernier matériel deux grains dans lesquels l'onde de choc s'est propagée parallèlement à (110) et (011) respectivement. La comparaison des chocs 1 et 2 permet de tester l'influence de la température et la comparaison des chocs 1 et 3 celle de l'orientation et de l'intensité. La température pré-choc peut être un paramètre important dans le cas des corps parents dont sont issues les météorites car leur radioactivité et les impacts peuvent en augmenter la température.

b) Observations

Au microscope optique, les matériaux de départ montrent peu de défauts (quelques inclusions fluides). Par contre les matériaux choqués présentent tous un fort mosaïcisme et un réseau dense de défauts le plus souvent plans (Fig. 1).



Figure 1: Micrographie optique de l'échantillon choqué à 35 GPa et à température ambiante. On y détecte de nombreux contrastes fins dont la structure fine n'est pas résolue.

En MET les matériaux de départ révèlent une faible densité de défauts (densité de dislocations $< 10^{10} \text{ m}^{-2}$ souvent organisées en sous-joints, Fig. 2a) typique d'une

déformation mantellique (à température élevée et faible vitesse de déformation). Les diopsides choqués contiennent par contre une très grande densité de défauts dont les contrastes individuels se superposent souvent, gênant leur caractérisation (Fig. 2b). Les spots des clichés de diffraction électronique présentent un fort astérisme représentatif d'une texture mosaïque. De nombreuses régions permettent néanmoins la caractérisation des autres défauts de choc. Par mesure de simplicité, nous les avons regroupés en quatre catégories majeurs: dislocations, macles, poches de verres et PDF.

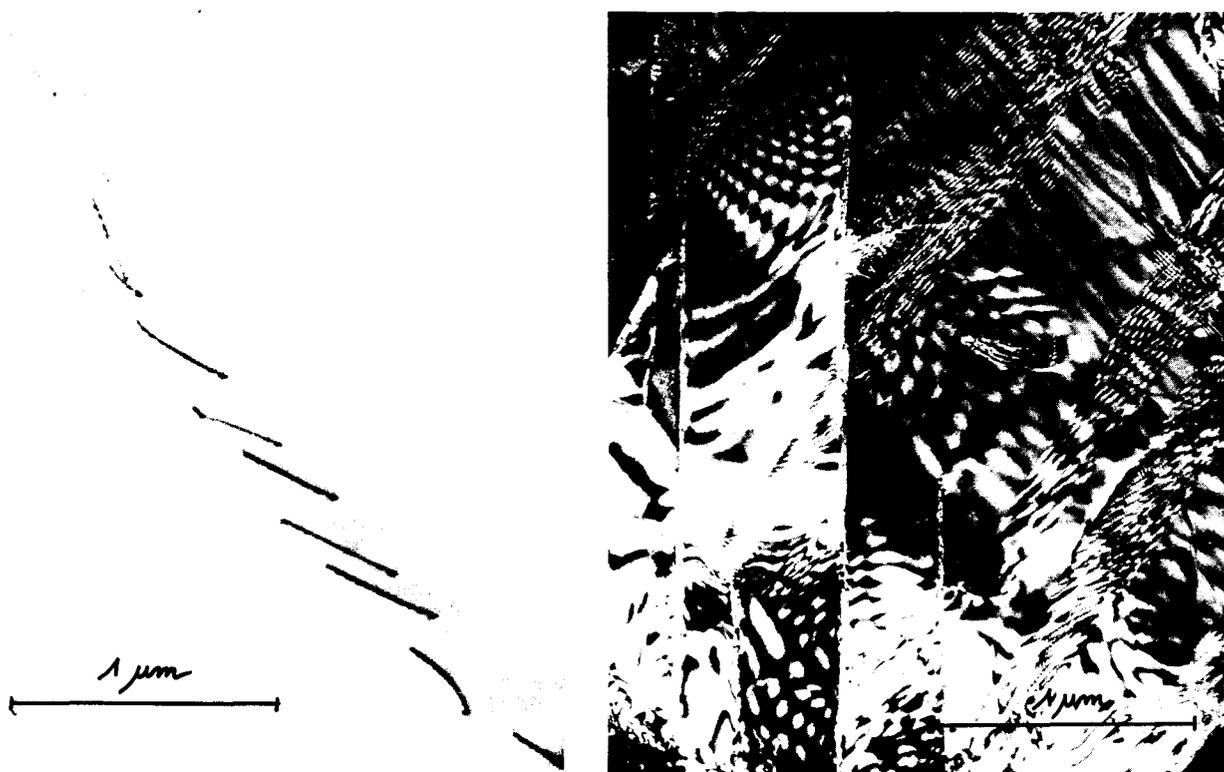


Figure 2: Microstructures typiques en MET (a) échantillon non choqué, champ clair. (b) échantillon choqué, weak beam. ($g=002$)

Dislocations La densité de dislocations atteint $5 \cdot 10^{13} \text{ m}^{-2}$. Les configurations de dislocations ne sont pas les mêmes dans l'échantillon préchauffé et dans les autres. Dans l'échantillon préchauffé, les dislocations sont courbes mais restent confinées dans leur plan de glissement. On a caractérisé les vecteurs de Burgers **b** et **c** et les systèmes de glissement $(100)[001]$ (dominant), $\{110\}[001]$ et $(100)[010]$. De nombreuses sources de Frank-Read peu développées et sensiblement concentriques sont observées (Fig. 3a) suggérant que ces dislocations ont glissé sur de faibles distances (quelques μm).

Dans les échantillons choqués à température ambiante seul le glissement $(100)[001]$ semble avoir été activé. On observe également des sources de Frank-Read avec de larges boucles formées de segments rectilignes, suggérant un régime de glissement contrôlé par de la friction de réseau (Fig. 3b). Les segments vis semblent plus mobiles que les coins qui paraissent ancrés aux extrémités de la source de Frank-Read.

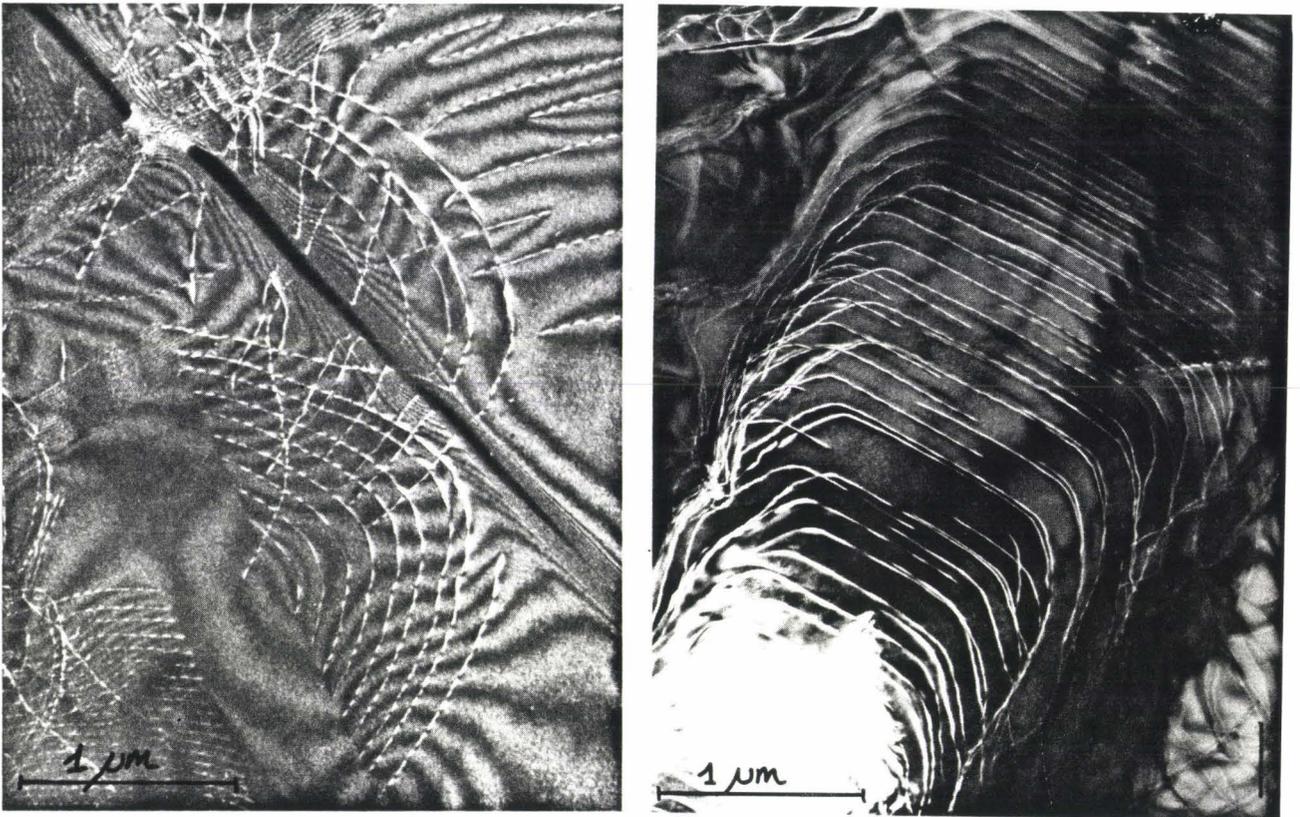


Figure 3: (a) Source de Frank-Read dans le plan (100) (échantillon préchauffé) (b) Echantillon choqué à 45 GPa à T ambiante. Source de Frank-Read, système (100)[001]. Les segments vis sont parallèles à [001] (weak beam) ($g=002$)

Macles Deux types de macles respectivement parallèles à (100) et (001) sont détectées. Les premières sont présentes dans tous les échantillons, en densité plus importante dans l'échantillon préchauffé. Les macles (001) sont très rares dans cet échantillon mais fréquentes dans ceux choqués à température ambiante. Nous avons caractérisé ces macles par l'orientation de leur plan d'accroissement, par leur contraste spécifique en conditions "deux ondes" et enfin par leurs extra-spots sur les clichés de diffraction (Fig. 5). La densité de macles varie de façon appréciable au sein même d'un échantillon, avec des zones très denses en macles et d'autres qui n'en contiennent pas. L'orientation de l'onde de choc ne semble pas avoir d'influence sur la densité de macles produites. Les macles (100) sont très fines (épaisseur moyenne 50 Å) et contiennent de nombreuses dislocations partielles de vecteur de Burgers $x[001]$ ($x < 1$) dans leurs parois, notamment en tête de macle (Fig. 6a) ce qui prouve leur origine mécanique.

Les macles (001) sont nettement plus épaisses (0,1 à 1 μm) et plus espacées. Elles semblent traverser tout le cristal et on ne détecte pas de dislocations partielles dans leurs parois. Lorsqu'elles intersectent d'autres défauts, ces derniers sont défléchis sur toute l'épaisseur de la macle (Fig. 6b). Il n'y a pas d'évidence que ces macles se forment et s'épaississent par la propagation de dislocations partielles dans des plans adjacents comme les macles précédentes. Ces macles pourraient résulter d'une instabilité produisant un basculement abrupt de toute la zone concernée (pliage).

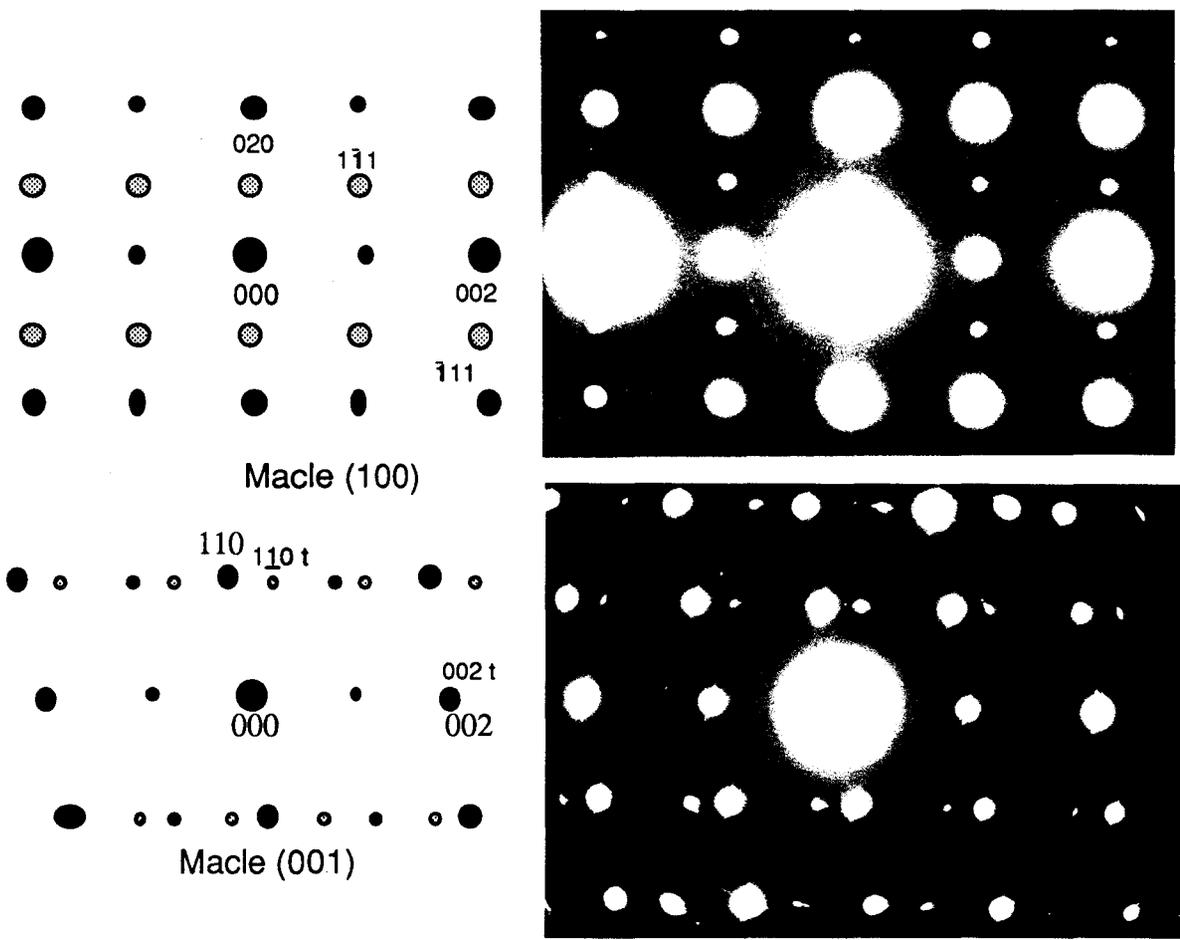


Figure 5: Clichés de diffraction avec spots supplémentaires dus aux macles (100) (cliché du haut) et aux macles (001) (cliché du bas). Le spot 001 apparaît par double diffraction.

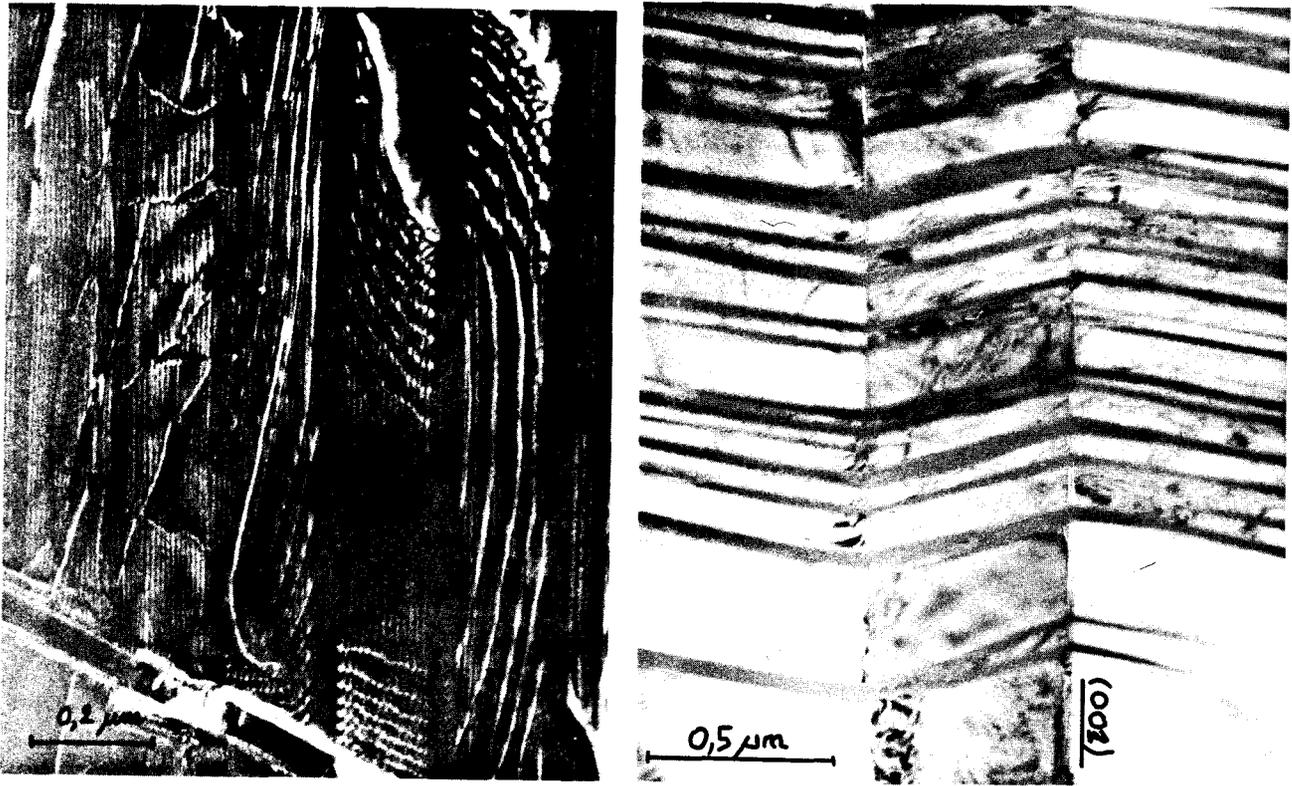


Figure 6: (a) Macle (100) avec de nombreuses dislocations partielles dans les parois. Diopside choqué à 45 GPa et à 20°C (weak beam). (b) Une macle dans (001) intersekte des lamelles amorphes et les défléchit. Echantillon choqué à 35 GPa, 20°C" (champ clair). (g=002)

Fusion On observe aussi des zones vitreuses dans l'échantillon préchauffé (et seulement dans celui-ci). Elles occupent environ 1% du volume et ont des dimensions allant de 3 à 20 μm . Nous avons vérifié par microanalyse X qu'elles ont la même composition chimique que le cristal de départ. Ces zones contiennent de très nombreuses petites bulles apparemment vides, parfaitement sphériques (diamètre 0,02 à 0,5 μm , Fig. 7) et entourées de cristallites de diopside (taille $\approx 0.1 \mu\text{m}$). De façon similaire les zones cristallines contenant une forte densité de défauts présentent sur leurs diffractions électroniques un faible signal de verre (anneaux diffus) témoins de la fusion de très petits domaines que nous n'avons pas pu détecter en mode image (champ clair) car leur faible contraste est caché par les contrastes plus intenses des très nombreux défauts cristallins (dislocations, macles,...). Nous observons enfin quelques longues veines de verre assez sinueuses d'épaisseur 1 à 3 μm et contenant elles aussi des vésicules entourés de cristallites. Ces veines pénètrent profondément dans le cristal, sans doute le long de fractures qui ont été ouvertes par l'onde de raréfaction (c'est le phénomène d'injection ou "jetting"). Tous ces indices de fusion ne sont détectés que dans l'échantillon préchauffé.

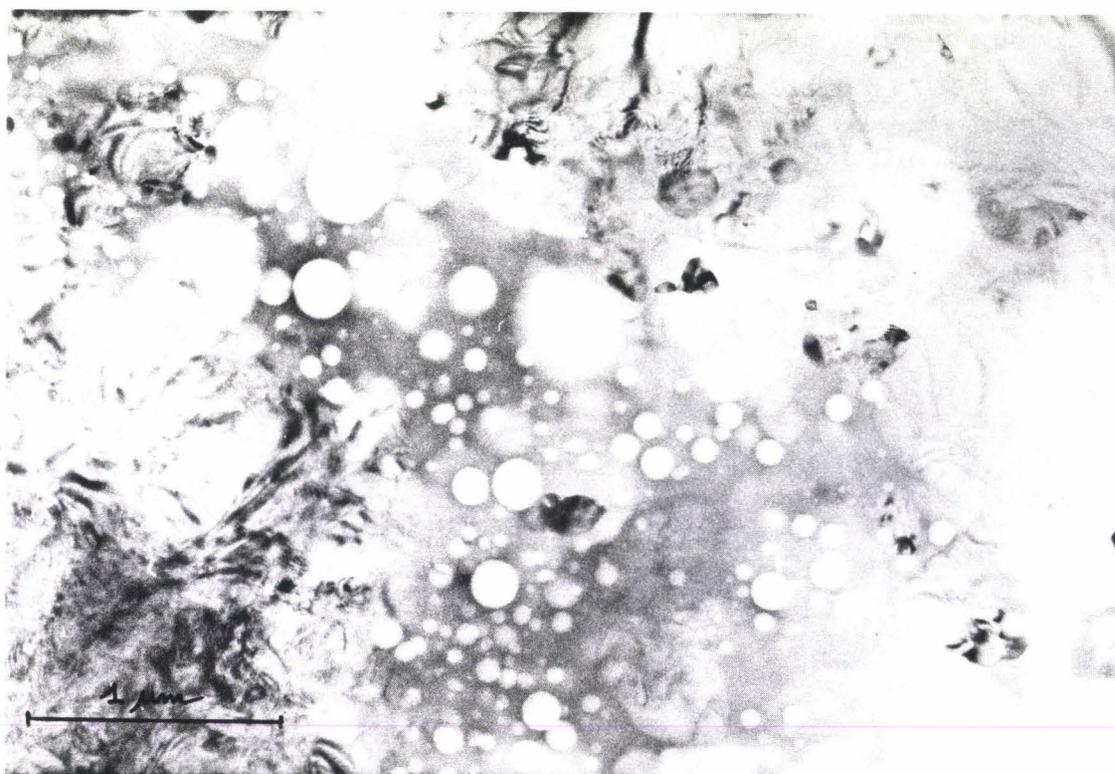


Figure 7: Poche de verre dans l'échantillon "45GPa-630°C". Nombreux vésicules sphériques dans le verre (champ clair).

PDF Par analogie avec les PDF dans le quartz choqué, nous avons appelés "planar deformation features" (ou PDF) les nombreux contrastes fins et bien rectilignes parallèles à des plans de bas indices cristallographiques. La morphologie de ces PDF n'est pas

exactement la même dans l'échantillon préchauffé et dans les autres. Dans l'échantillon préchauffé les PDF sont extrêmement fins ($\approx 100 \text{ \AA}$, Fig. 8a) et parallèles aux plans $\{33\bar{1}\}$ (orientation très prédominante), $\{22\bar{1}\}$ et $\{110\}$ (la symétrie du diopside rend les plans (hkl) et $(h\bar{k}l)$ cristallographiquement équivalents). Nous avons mesuré leur épaisseur et leur orientation en les mettant de bout. Lorsqu'on les incline par rapport au faisceau électronique leurs bords forment des franges d'interférences irrégulières résultant des coins de cristal qui les bordent (Fig. 8b). L'irrégularité des franges montre que les deux bords sont légèrement désorientés l'un par rapport à l'autre (cette désorientation est aussi détectable en champ clair via la différence de contraste de part et d'autre du PDF). La distribution de ces PDF est très homogène dans l'échantillon préchauffé et leur densité est très importante (leur distance moyenne est de l'ordre du μm). Certains semblent traverser le cristal tandis que d'autres s'arrêtent au milieu. Lorsqu'un PDF intersecte d'autres défauts (dislocations, macles, ou autre famille de PDF) on observe une discontinuité qui montre clairement le caractère cisailant de ces défauts (Fig. 9). Ce caractère permet de retrouver l'ordre dans lequel un PDF et une macle qui s'intersectent se sont formés, le plus tardif ayant cisailé l'autre. Sur une même micrographie, on observe les deux possibilités, PDF cisailés par des macles et macles cisillées par des PDF, ce qui montre que les deux types de défauts sont pratiquement contemporains.

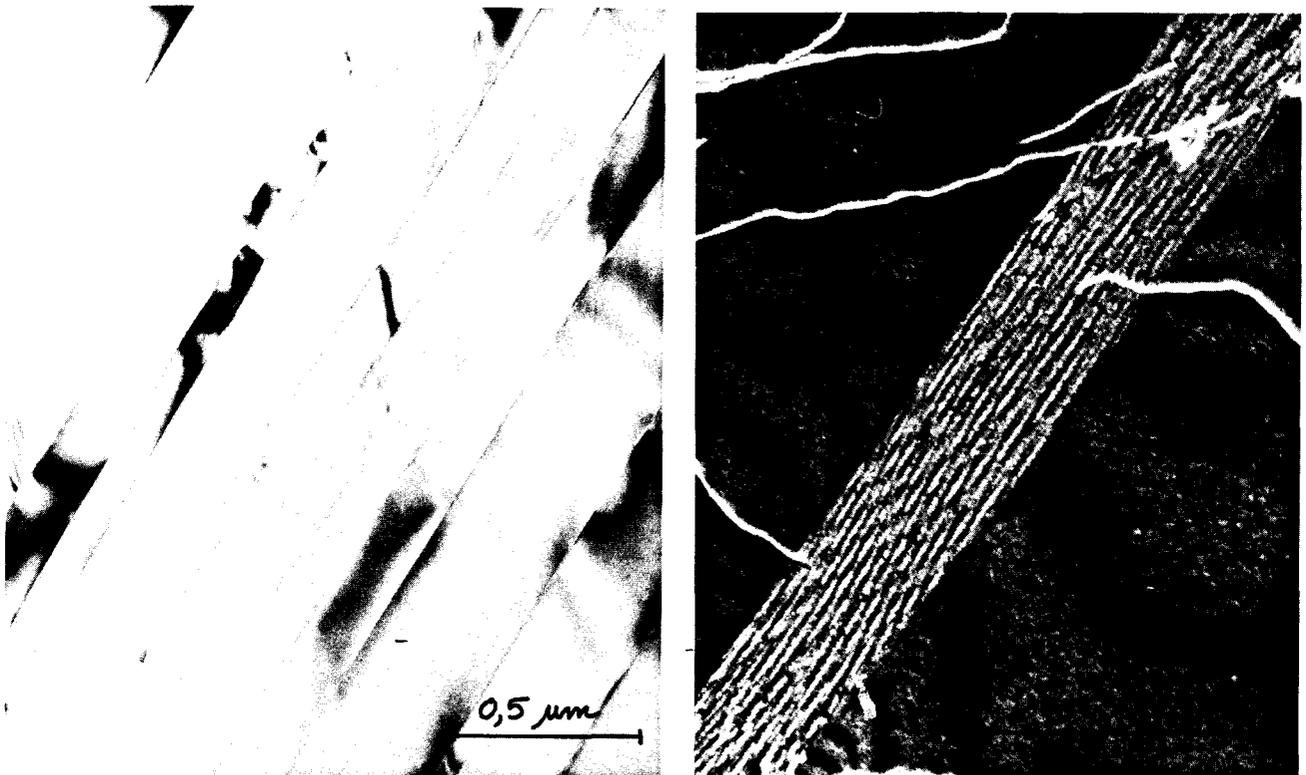


Figure 8: (a) Famille de PDF dans $(33\bar{1})$ vue "de bout" (champ clair, $g=22\bar{1}$). (b) franges irrégulières bordant un PDF incliné par rapport au faisceau électronique (échantillon 45 GPa, 630°) (weak beam, $g=002$).



Figure 9: PDF dans $(33\bar{1})$ croisant des macles (001) dans l'échantillon "45 GPa, 630°. On remarque que les PDF sont défléchis par les macles (suggérant que leur formation est postérieure aux PDF). A d'autres endroits, les PDF cisailent les macles (suggérant une formation postérieure!) (weak beam, $g=002$).

Les PDF dans les échantillons choqués à température ambiante sont tous parallèles aux plans $\{33\bar{1}\}$, quelque soit l'orientation de l'onde de choc. La différence importante avec les PDF décrits précédemment est leur épaisseur. Ils sont en effet beaucoup plus épais (de 0,1 à 0,5 μm) (Fig. 10). Certains sont discontinus, formant de courtes lamelles de quelques μm de longueur (Fig. 11). Certains PDF s'épaississent et fusionnent pour former de larges zones amorphes (il s'agit ici d'un verre diaplectique sans vésicules, sa composition est celle du diopside de départ). Dans les larges zones amorphisées il n'est pas rare de voir des îlots cristallins, (Fig. 12) restes du monocristal de départ et présentant tous la même orientation comme le montrent les diffractions électroniques. Contrairement à l'échantillon précédent, les PDF formés à froid ne génèrent aucun cisaillement, le verre diaplectique est sans doute beaucoup moins ductile à la température de ces expériences qu'à celle atteinte dans l'échantillon préchauffé. La formation de ces PDF dans ces échantillons est clairement antérieure à la formation des autres défauts, comme le montre par exemple leur intersection avec les macles (001) (Fig. 13).



Figure 10: PDF épais dans $(33\bar{1})$ (échantillon "45 GPa, 20°C) (champ clair, $g=22\bar{1}$)

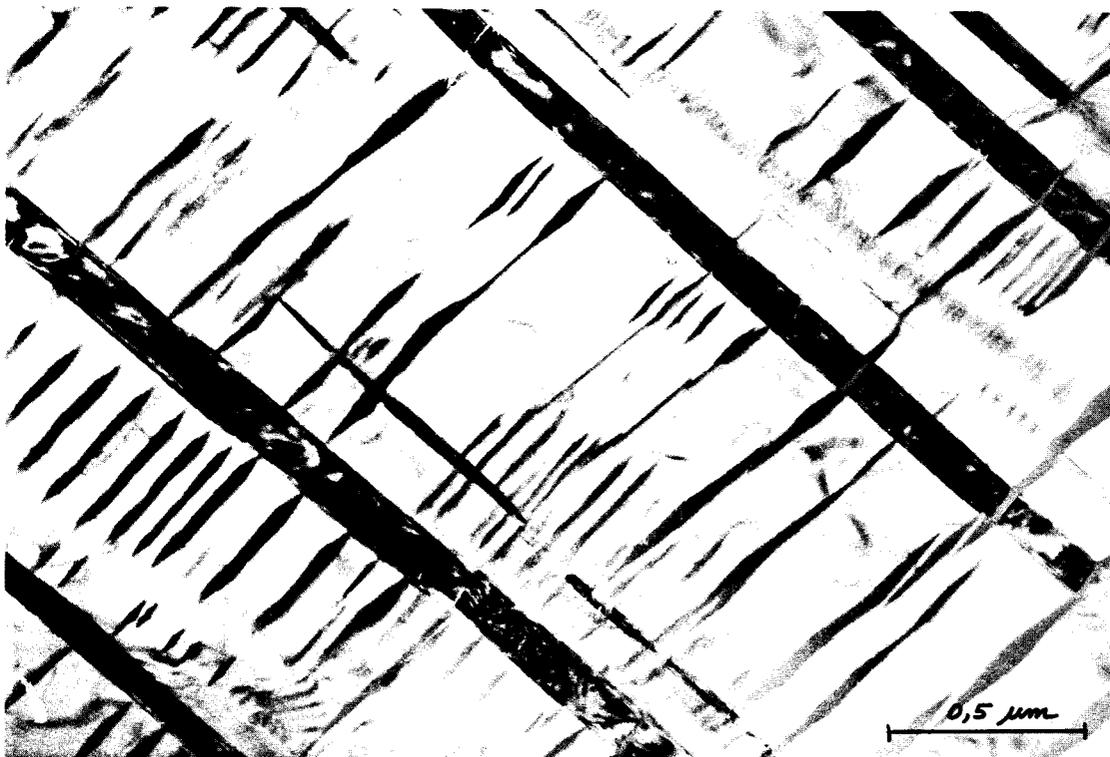


Figure 11: PDF discontinus croisant des macles (001), les macles apparaissent en noir car elles sont en condition de Bragg (échantillon 35 GPa, 20°C) (champ clair, $g=002$).

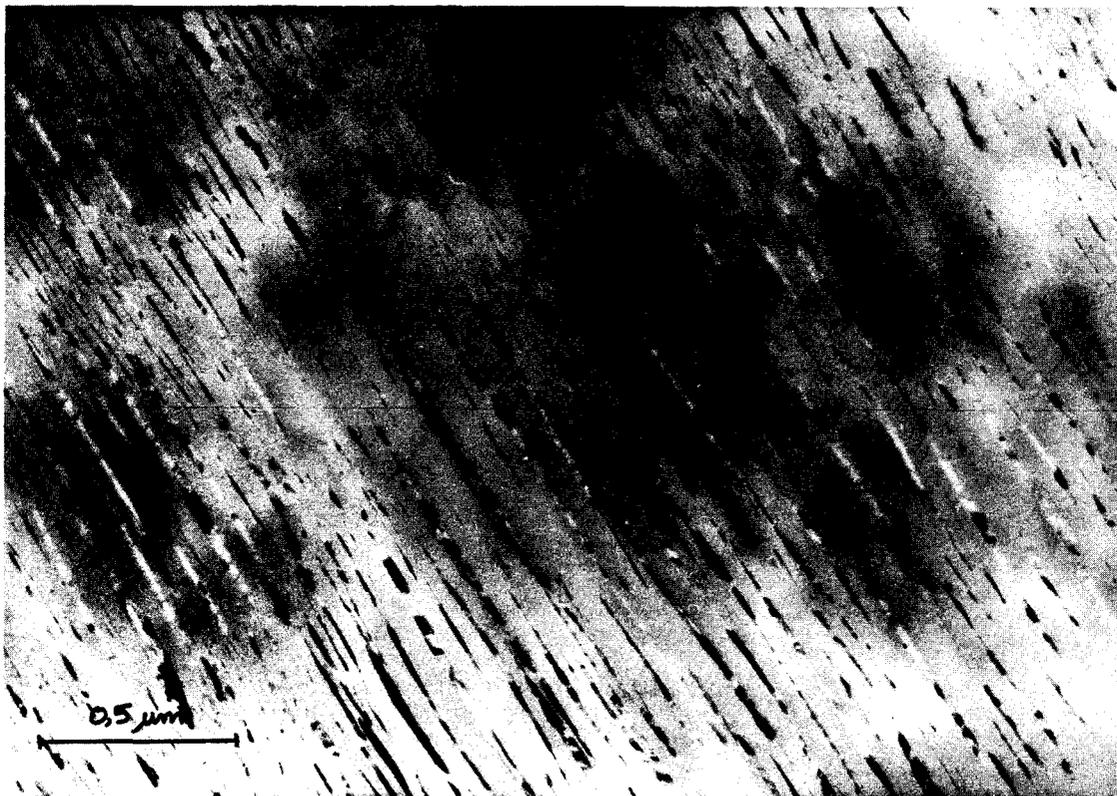


Figure 12: Ilots cristallins dans une zone presque totalement amorphisée. Ces lamelles apparaissent en sombre car elles sont en conditions de Bragg. Ceci démontre qu'elles ont gardé l'orientation du cristal de départ (champ clair).

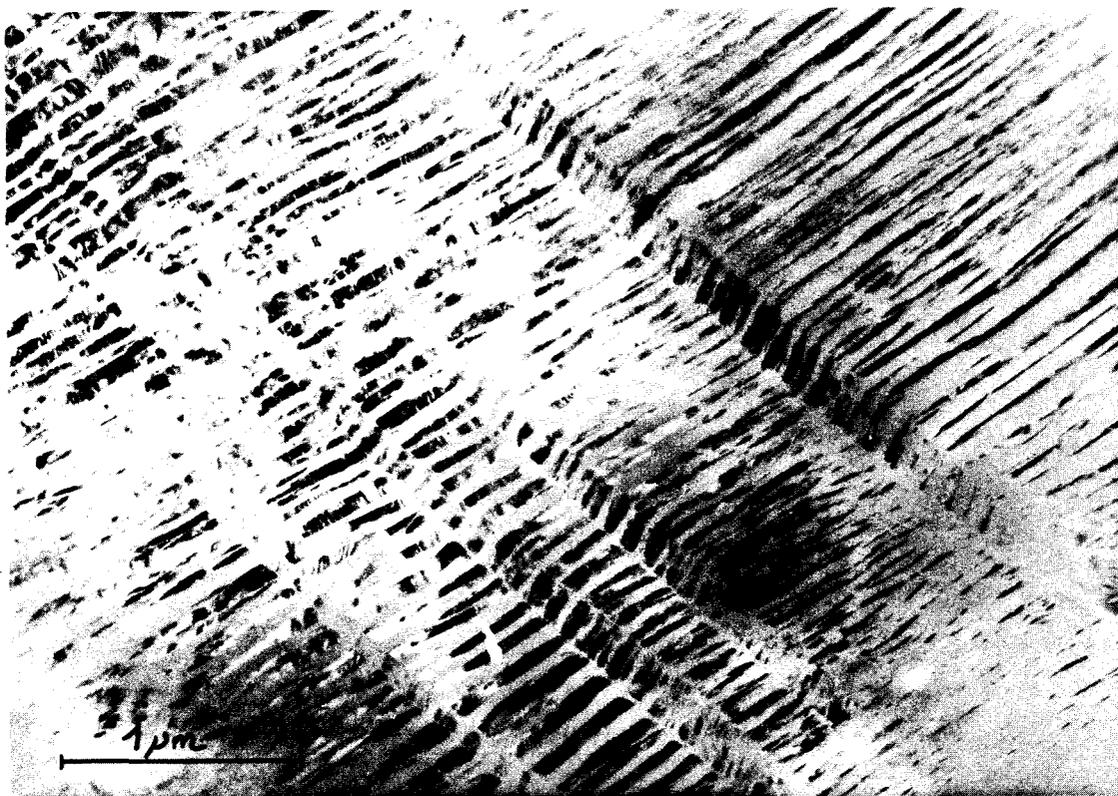


Figure 13: Les PDF croisant des macles (001). Leur formation est antérieure à celle des macles (champ clair).

c) Interprétation

Les observations indiquent clairement que contrairement au cas du quartz, le glissement des **dislocations** est activé par une onde de choc dans le diopside. Ce phénomène avait déjà été observé dans d'autres minéraux choqués, comme l'olivine (Ashworth et Barber, 1977; Jeanloz et al., 1977; Madon et Poirier, 1982; Ashworth, 1985). Ashworth (1980) avait noté qu'un choc active le glissement des dislocations dans le diopside sans pousser plus loin ses caractérisations. Nos caractérisations indiquent que (100)[001] est le système le plus activé, c'est également le système de glissement facile en déformation lente à température modérée (Avé Lallemant, 1978). Il est intéressant de constater que les systèmes $1/2\langle 110 \rangle\{110\}$ qui deviennent les systèmes de glissement aisés au dessus de ≈ 1100 °C en déformation lente ne sont pas activés par le choc bien que la température atteinte dans l'échantillon préchauffé ait certainement dépassé cette limite de 1100 °C, au moins localement (on observe des zones fondues). Ceci illustre bien le fait que le glissement des dislocations est thermiquement activé de sorte qu'une augmentation de vitesse de déformation est équivalente à un abaissement de température pour les barrières d'énergie que les dislocations doivent franchir.

Les images de sources de Frank-Read suggèrent que les dislocations se déplacent sur de courtes distances (≈ 10 μm). Connaissant la durée du choc ($\approx 0,2$ μs) nous déduisons la vitesse des dislocations $\approx 10^{-5}/2 \cdot 10^{-7} = 50$ ms^{-1} . Cette vitesse dépasse de plusieurs ordres de grandeur les vitesses de dislocations dans le manteau ou dans les expériences de fluage à haute température réalisées en laboratoire, mais elle n'est pas irréaliste. En tout cas elle est nettement inférieure à la vitesse limite qui est égale à la vitesse du son ($v = \sqrt{\mu/\rho}$ avec μ = module de cisaillement et ρ = masse spécifique, Hirth and Lothe 1971). Avec $\mu \approx 7 \cdot 10^{10}$ Pa et $\rho = 3300$ kgm^{-3} , on trouve une vitesse limite $v \approx 4 \cdot 10^3$ ms^{-1} . Malgré la très courte durée du choc, les dislocations peuvent donc glisser sur quelques dizaines de microns, ce qui ne génère pas de déformation plastique importante mais absorbe une partie de l'énergie du choc.

Le **maclage** est l'un des défauts typiques du diopside choqué. Dans tous nos échantillons, nous détectons une forte densité de macles (100). Les macles (001) sont fréquentes dans les échantillons choqués à température ambiante mais restent exceptionnelles dans l'échantillon préchauffé. Ces deux types de macles avait déjà été observés dans des diopsides choqués expérimentalement et naturellement (Hornemann et Müller, 1971; Ashworth, 1980 et 1985; Müller, 1993). Les dislocations partielles dans les parois de macles (100) sont cohérentes avec le modèle de formation de ces macles proposé par Kirby et Christie (1977) (nucléation et propagation de partielles $1/2c$ dans les plans adjacents (100)). Kirby et Christie (1977) interprètent le maclage (001) de la même façon (propagation de dislocations partielles) mais leur modèle ne semble pas

s'appliquer aux macles induites par une onde de choc car nous n'observons aucune dislocation partielle dans les parois. Avec prudence nous suggérons que ces macles se formeraient par un basculement brutal de toute une tranche de cristal parallèle à (001), il s'agirait d'une instabilité dont nous ne comprenons pas à l'heure actuelle le mécanisme microscopique. La microstructure de la région basculée est en tout cas préservée comme le montre la Fig 7, où l'on voit les macles défléchir les PDF amorphes. Une hypothèse similaire pour la formation des macles (001) avait déjà été proposée par Ashworth (1985) qui observait des textures très similaires aux nôtres dans une météorite choquée. Ces mêmes textures ont aussi été détectées dans du diopside choqué expérimentalement (Hornemann et Müller, 1971) et dans des shergottites choqués (Müller, 1993). Ce mode de maillage très particulier semble donc être une caractéristique de déformation par choc.

Les poches et veines de verre de fusion dans l'échantillon préchauffé ont la même composition que le solide. Il ne s'agit donc pas de fusion incongruente bien que le diopside fonde dans les conditions usuelles de façon incongruente (en fait ce type de fusion gouverné par la diffusion n'a pas le temps de se produire dans la brève durée d'un choc). Ces poches de fusion résultent d'hétérogénéités de température similaires aux points chauds détectés par thermoluminescence pendant un choc par Schmitt et Ahrens (1989). Ces auteurs pensent que les points chauds naissent sur des petites hétérogénéités du cristal et dans notre cas ces hétérogénéités pourraient bien être les petites inclusions fluides détectées dans le matériau de départ, car la présence de fluide doit abaisser la température de fusion très localement. Le fluide se dissoudrait dans le fondu mais lors du refroidissement il dégagerait et produirait les petites bulles parfaitement sphériques observées dans ce verre. Notons enfin que la présence de poche de verre est un critère important pour l'établissement de la classification du métamorphisme de choc dans les météorites (e.g., Stöffler et al. 1991). Cet indice est d'autant plus apprécié qu'il est facilement détectable en microscopie optique.

Les PDF dans le diopside choqué sont de fines lamelles amorphes dont les orientations sont cristallographiquement contrôlées comme dans le quartz. De plus, leur formation semble antérieure à celle des autres défauts, leur nucléation serait donc gouvernée par le front de l'onde de choc. Ces grandes similitudes suggèrent un mécanisme de formation identique à celui proposé par Goltrant et al. (1992) pour les PDF dans le quartz. La transformation à l'état solide cristal -> amorphe résulterait d'une instabilité du module de cisaillement et la croissance étonnamment rapide des PDF serait tirée par le mouvement du front d'onde. Pour contrôler ce modèle il nous faudrait connaître l'évolution avec la pression des modules de cisaillement du diopside.

Influence de l'orientation, de la température et de la pression de choc

Nous n'avons détecté aucune influence sensible de l'orientation du front d'onde de choc par rapport aux axes cristallins de l'échantillon. Le faible intervalle de pression testé (35-45 GPa) ne permet pas d'observer des changements appréciables des défauts de choc. Seule l'influence de la température est observée (début de fusion, épaisseur des PDF, mode de maillage et propagation des dislocations). Contrairement à des idées intuitives, l'augmentation de température ne semble pas rendre les dislocations plus mobiles. Les travaux antérieurs semblent indiquer que les macles (100) seraient plutôt caractéristiques d'un choc modéré, et celles dans (001) représentatives d'un diopside fortement choqué (Hornemann et Müller, 1971; Stöffler, 1972; Nord and McGee, 1979; Ashworth, 1980 et 1985; Müller, 1993). Notre étude montre que la température est aussi un paramètre important, qui influe considérablement sur les deux modes de maillage, une forte température favorisant le maillage (100), alors que celui dans (001) est facilement activé à température ambiante. Il n'est pas impossible que les effets de la température et de la pression s'opposent, conduisant à des résultats difficilement interprétables en termes simples. Les poches de verre n'ont été détectées que dans l'échantillon préchauffé à 630°C. Cette température initiale a certainement fourni l'incrément de température nécessaire à la fusion. Enfin, nous détectons un comportement différent des PDF en fonction de la température pré-choc. Nous pensons toutefois que tous ces PDF se sont formés par le même mécanisme (instabilités des constantes élastiques sous pression). La différence réside dans leur comportement ultérieur. Dans l'échantillon choqué à froid, le cristal plus rigide s'écroule pour former d'épais PDF, tous antérieurs à la formation des autres défauts. Les PDF dans l'échantillon préchauffé se forment de la même manière mais ne s'épaississent pas. Par contre, le film amorphe, devenu certainement plus ductile avec la température, permet d'accommoder la déformation plastique durant toute la durée du choc.

En conclusion, le diopside présente une grande variété de défauts de choc dont les caractéristiques dépendent d'une façon encore mal élucidée des paramètres du choc. Une calibration plus précise (avec notamment la détermination des pressions seuil pour nucléer les différents défauts) est donc particulièrement importante pour comprendre le métamorphisme de choc du diopside dans les météorites. Bien que les PDF n'aient jamais été encore détectés dans les clinopyroxènes choqués naturellement, nous suggérons qu'ils puissent servir à diagnostiquer un choc de forte intensité ayant eu lieu entre objets de notre système solaire.

II- Météorites choquées

Les météorites représentent une matière primitive, contenant donc des informations précieuses sur le début de la formation du système solaire. Les météorites choquées contiennent en outre des informations sur les processus d'accrétion qui ont finalement conduit à la formation des planètes (e.g., Stöffler et al., 1991; Bischoff et Stöffler, 1992; Fig. 14). Cette dernière section est consacrée aux observations préliminaires effectuées sur quelques météorites choquées (Tenham, Machinga, Saint Séverin). Toutes les trois sont des chondrites, c'est-à-dire des mélanges de silicates (essentiellement olivine et pyroxènes) et d'un alliage métallique à base de fer. Leur composition moyenne est supposée la même que la composition moyenne de la Terre mais elles ne sont pas différenciées en manteau et noyau comme l'est cette dernière. On a bien sûr établi une classification pour les chondrites basée sur leur teneur en fer. Les H (high iron) sont riches en fer, les chondrites L et LL ont une faible teneur en fer (L = low iron; LL = low low iron). Leur métamorphisme est évalué par un grade allant de 1 à 6. Le plus bas (1) correspond à un faible métamorphisme (150°C), le plus élevé (6) à un métamorphisme important (900°C). Plus le métamorphisme est faible moins la météorite est évoluée, donc plus elle est primitive. Les chondrites que nous avons examinées sont de type 6, c'est à dire fortement métamorphisées.

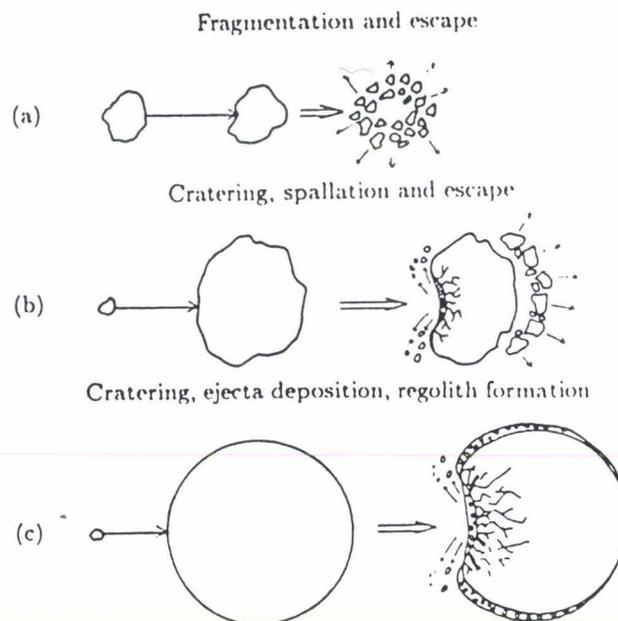


Figure 14: Scénarios illustrant la formation des météorites choquées à partir de leur corps parent, en fonction de la taille relative de l'impacteur (d'après Stöffler et al., 1991)

a) Météorite de Tenham

Cette grosse (160 kg) chondrite à olivine et hypersthène de type L6 est tombée en 1879 en Australie. C'est une chute multiple, couvrant une aire $\approx 15 \times 4 \text{ km}^2$. La météorite est traversée de veines de matière fondue et partiellement recristallisée le long de ses bords. On trouve dans ces bords de veines des petits cristaux de phase haute pression de l'olivine et du pyroxène (ringwoodite et majorite, qui sont respectivement les phases haute pression de l'olivine et d'un pyroxène). Les deux études de MET antérieures (Price et al., 1979; Madon et Poirier, 1982) étaient focalisées sur ces phases de haute pression. Les auteurs notaient que l'intensité du métamorphisme de choc diminuait rapidement en s'éloignant de la veine. La transformation ortho/clinoenstatite est très marquée près des veines et les plagioclases, amorphisés. Nous avons pour notre part recherché du diopside à une distance donnée d'une veine (200 à 300 μm dans le cas présent) afin de comparer les défauts de choc à ceux des diopsides choqués expérimentalement. L'échantillon nous a été aimablement fourni par D Stöffler (Université de Munster, Allemagne).

Nous observons des macles dans les plans (100) et (001). Celles dans (100) sont présentes en grande densité (distance moyenne 0,2 μm ; Fig. 15), très fines (100 à 200 Å) et contiennent de nombreuses dislocations partielles dans leurs parois, de vecteur de Burgers parallèle à **c** (Fig. 16a). Ces dislocations partielles sont assez fréquemment concentriques. Les macles (001) sont moins nombreuses (distance moyenne entre deux macles $\approx 3 \mu\text{m}$) et plus épaisses ($\approx 0.5 \mu\text{m}$). Nous ne détectons aucune dislocation dans les parois. Ces macles (001) défléchissent souvent celles dans (100) (Fig. 16b), ce qui traduit sans doute un basculement d'ensemble. Ces deux types de macles sont donc très similaires à celles observées dans le diopside choqué expérimentalement.

b) Météorite de Saint Séverin

Saint Séverin est une chondrite à olivine et hypersthène, classée LL6 (chute datant de 1966, près du village de saint Severin, en Charente). La météorite s'est fragmentée peu avant la chute car on a retrouvé 8 morceaux alignés sur une distance de 10 km. La masse totale récupérée est de 270 kg. Cette météorite a déjà été étudiée en MET (Ashworth, 1980a et 1980b). Les grains d'enstatite contiennent des lamelles de clinoenstatite dans les plans (100), interprétées comme étant induites par l'onde de choc. Des macles (100) ont été observées dans des grains de diopside.

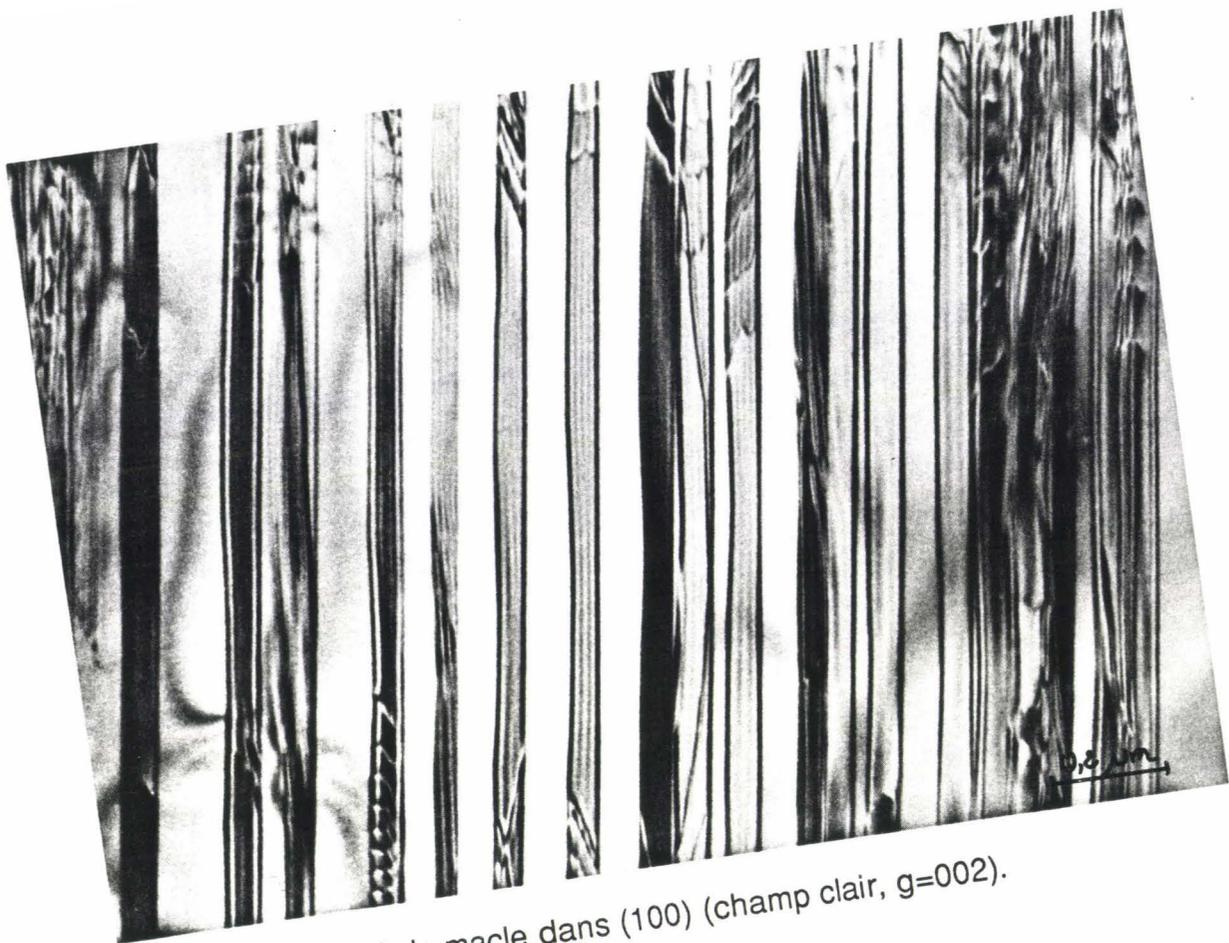


Figure 15: Forte densité de macles dans (100) (champ clair, $g=002$).



Figure 16: (a) Dislocations partielles dans les parois de macles (100). (b) Intersection de deux systèmes de macles. On note que les macles (100) sont défléchies par celles (001) (champs clairs, $g=002$)

Nous n'avons malheureusement détecté aucun grain de diopside dans cette météorite, qui contient principalement de l'enstatite et de l'olivine. Les grains d'enstatite contiennent de nombreuses lamelles de clinoenstatite intercalées dans les plans (100) de l'orthoenstatite. Ces lamelles peuvent être aisément imagées en haute résolution (Fig. 17) si les plans (100) sont parallèles au faisceau d'électrons. Les distances interréticulaires correspondant au plan (100) sont respectivement 9 Å et 18 Å pour la clino-enstatite et l'ortho-enstatite. L'épaisseur des lamelles de clino-enstatite varie de 18 à 200 Å. La terminaison de ces lamelles contient des dislocations, suggérant qu'elles sont d'origine mécanique (Fig. 17).

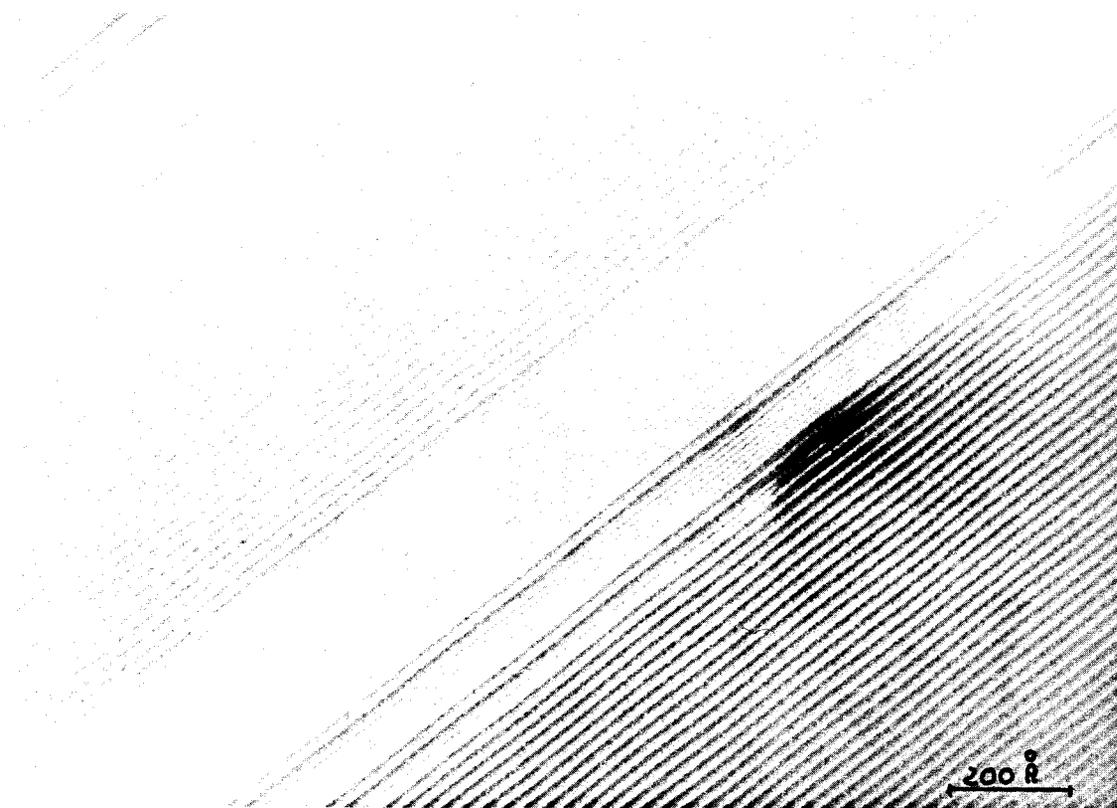


Figure 17: Haute résolution. Grain d'enstatite contenant une quantité importante de lamelles de clinoenstatite (franges séparées de 9 Å) dans le plan (100).

c) Météorite de Machinga

C'est une chondrite ordinaire (93 kg) de type L6, tombée en 1981 au Malawi (Afrique). Elle contient essentiellement de l'olivine et de l'orthopyroxène. Les défauts de choc n'ont été examinés que par Koeberl et al. (1990) qui estiment l'intensité du choc assez modérée (15 à 20 GPa). Ces auteurs observent en microscopie optique des poches de verre au contact métal/silicate et de l'extinction ondulante dans les grains

d'olivine et d'orthopyroxène. Quelques fractures planes sont visibles dans des gros grains d'olivine. Aucune macle n'a été détectée dans les pyroxènes.

Les grains qui forment les chondrules sont très petits ($\approx 5 \mu\text{m}$). La plupart (diopside, olivine) contiennent très peu de défauts de réseau. Seules quelques dislocations en configuration de montée sont visibles. Nous avons toutefois détecté quelques grains de diopside contenant les deux types de macles (100) et (001) (Fig. 18a et b). Comme dans le diopside choqué expérimentalement et celui de Tenham, des dislocations partielles sont présentes dans les parois de macles (100). Les macles (001) sont assez fines ($\approx 0,1 \mu\text{m}$) et moins fréquentes que les macles (100). Comme dans la météorite de Saint Severin, des lamelles de clino-enstatite d'origine mécanique sont détectées dans les grains d'orthoestatite (Fig. 19).

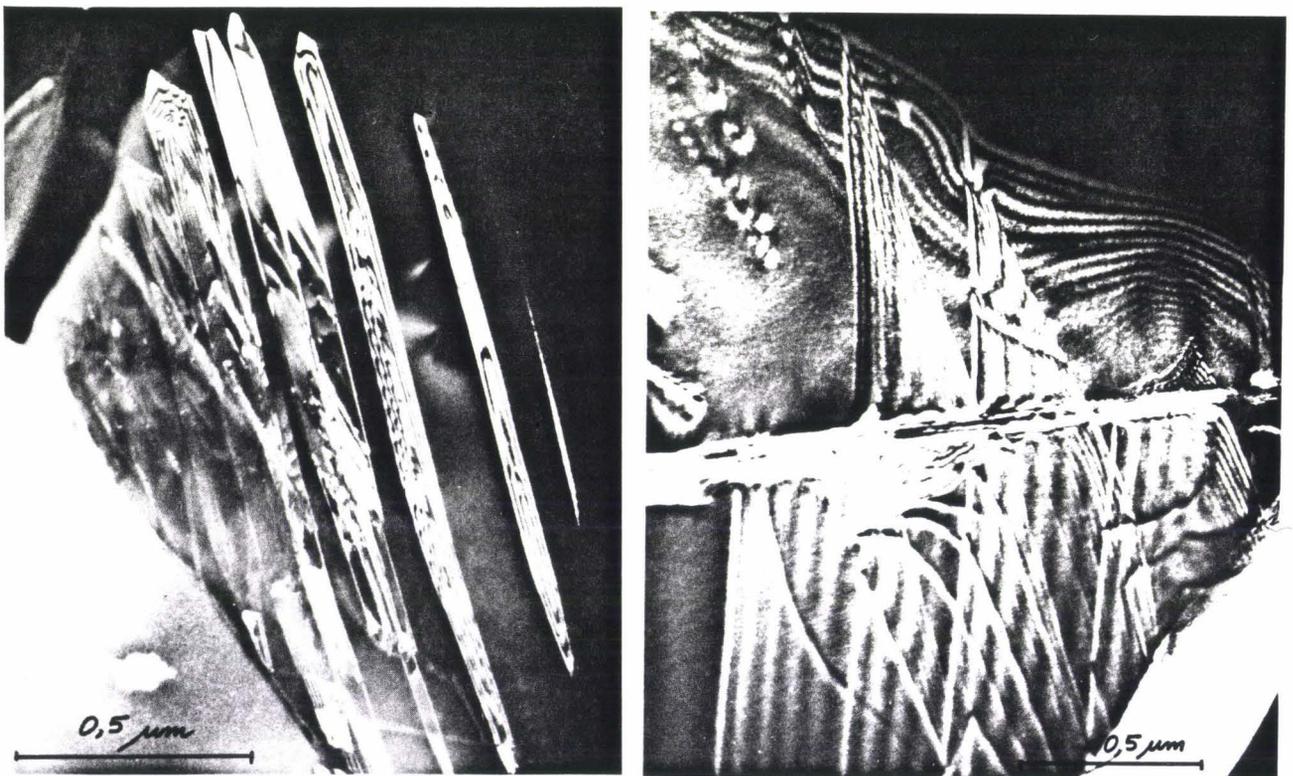


Figure 18: (a) Macles (100) dans un grain de diopside de Machinga. On note la présence de dislocations partielles dans les parois ($g=22\bar{1}$). (b) Macles (100) et (001) ($g=002$) (champs clairs)

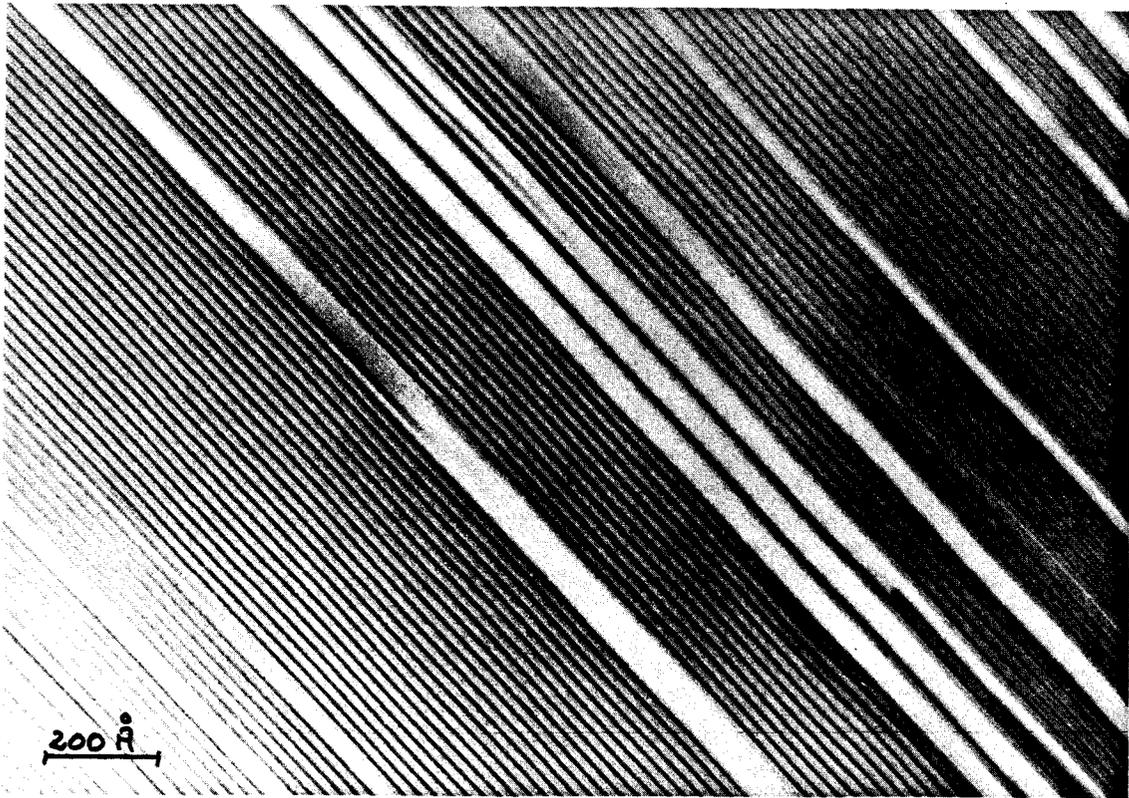


Figure 19: Lamelles de clino-enstatite dans une matrice d'ortho-enstatite (haute résolution).

En conclusion, les défauts de choc dans le diopside des météorites étudiées consistent en fines lamelles de macles, en grande densité dans le plan (100) et en densité plus faible dans le plan (001). La structure fine associée à ces macles est similaire à celles décrites dans la section diopside choqué expérimentalement, suggérant un mécanisme de formation identique. Les grains d'enstatite contiennent de nombreuses lamelles de clino-enstatite. Les dislocations détectées à la terminaison de ces lamelles montrent clairement qu'elles sont d'origine mécanique. Des textures similaires ont été obtenues en laboratoire avec des essais sous forte vitesse de déformation et forte contrainte (Coe et Kirby, 1976). Nous n'avons pas détecté de PDF. Les météorites sont-elles faiblement choquées?, les PDF sont-ils effacés par le métamorphisme post choc?. Nous ne pouvons malheureusement répondre à ces questions à ce stade de l'étude car la calibration expérimentale du diopside est encore incomplète. Une caractérisation des diopsides très choqués de la météorite de Tenham devrait sans doute fournir une réponse à ces interrogations.

Conclusion

Nous avons étudié par microscopie électronique en transmission la structure fine des défauts de choc contenue dans des quartz issus d'impacts météoritiques ainsi que dans des diopsides choqués expérimentalement et naturellement. Plusieurs faits marquants ressortent de cette étude.

Nous avons recherché si des glissements de terrain de grande envergure comme celui de Köfels ou si des explosions volcaniques aussi puissantes que les kimberlites pouvaient générer des défauts de choc dans le quartz. A l'heure actuelle, la réponse est clairement négative: les défauts de choc dans le quartz requièrent réellement des pressions très grandes et appliquées de façon quasi instantanée.

La MET appliquée aux quartz choqués issus de cratères d'impact confirme que les défauts de choc dans ce minéral prennent essentiellement la forme de lamelles de phase amorphe (PDF). Bien que leur structure fine associée puisse avoir considérablement évolué au cours de l'étape post-choc (recristallisation assistée par la présence de fluide), ils restent aisément détectables avec cette technique d'investigation. Dans les quartz fortement choqués, les changements de phases deviennent prépondérants (coesite, fusion). Les modifications chimiques et minéralogiques post-choc débutent immédiatement après l'impact, d'abord fortement activées par la chaleur induite par l'impact lui-même, puis par la longue étape thermique post-choc. La possibilité de détecter par MET des macles mécaniques dans la structure de Vredefort confirme que cette structure résulte bien d'un impact météoritique. Nous pensons donc que de tels défauts cristallins pourrait être utilisés dans le futur pour aider à la reconnaissance de très vieilles structures d'impact. La MET confirme également que les défauts de réseau des quartz issus des sédiments K/T sont similaires à ceux issus de cratères d'impact. Il n'y a aujourd'hui aucun argument d'ordre mécanique qui permette de penser que les quartz choqués des sédiments K/T résulteraient d'autre chose que de la chute d'une grosse météorite.

L'étude microstratigraphique approfondie de la section K/T de Beloc apporte des informations neuves: la totalité de la section correspondrait au dépôt de l'ejecta d'un impact. Nous n'excluons pas la possibilité de deux impacts successifs. L'un se serait produit dans une région proche de Beloc (Chicxulub?), l'autre plus loin. Des mesures plus quantitatives (détermination des tailles et des abondances de quartz choqués) devraient être réalisées sur d'autres coupes K/T. C'est, nous semble-t-il, une méthode prometteuse qui permettra d'aider à la localisation de l'impact K/T.

Nos observations sur des diopsides choqués expérimentalement et naturellement ont permis de répertorier les défauts de choc correspondants (très peu étudiés, voire inconnus jusqu'alors) et de mieux comprendre leur mécanisme de formation. En particulier, les PDF (observés pour la première fois dans du diopside choqué) semblent être une figure fréquente et typique des minéraux choqués. Nous avons également noté une forte influence de la température quant à la formation des différents défauts. C'est donc un paramètre dont il faudra tenir compte, car on pense que les corps parents dont sont issues les météorites étaient chauds (chaleur induite par les impacts successifs et par la radioactivité naturelle). L'étude du diopside choqué devra être aussi approfondie, avec notamment la détermination des pressions seuil pour nucléer les différents défauts. D'autres minéraux fréquents dans les météorites (par exemple olivine et enstatite) devront par ailleurs être examinés, car leur métamorphisme de choc reste encore très mal connu.

Références

- Ahrens T.J. (1980) Dynamic compression of earth materials. *Science* 207: 1035-1041.
- Alvarez L.W., Alvarez W., Asaro F. and Michel H.V. (1980) Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction. *Science* 208: 1095-1108.
- Alvarez W. and Asaro F. (1990) An extraterrestrial impact. *Sci. Amer.* 263: 78-84.
- Ashworth J.R., Barber D.J. (1977) Electron microscopy of some stony meteorites. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. Acad.* 286: 493-506
- Ashworth J.R. (1980a) Deformation mechanisms in mildly shocked chondritic diopside. *Meteoritics* 15: 105-115.
- Ashworth J.R. (1980b) Chondrite thermal histories: clue from electron microscopy of orthopyroxene. *Earth Planet. Sci. Lett.* 46: 167-177.
- Ashworth J.R. (1985) Transmission electron microscopy of L-group chondrites, I: Natural shock effects. *Earth Planet. Sci. Lett.* 73: 17-32.
- Ashworth J.R. and Schneider H. (1985) Deformation and transformation in experimentally shock-loaded quartz. *Phys. Chem. Miner.* 11: 241-249.
- Avé Lallemant H.G. (1978) Experimental deformation of diopside and websterite. *Tectonophysics* 48: 1-28.
- Barker L.M., Shahinpoor M. and Chhabildas L.C. (1993) Experimental and diagnostic techniques. in Asay and Shahinpoor (eds). *High-pressure shock compression of solids*: Springer Verlag. p. 43-70.
- Bischoff A. (1988) The history and origin of the Vredefort dome. *S. Afr. J. Sci.* 84: 413-417.
- Bischoff A. and Stöffler D. (1992) Shock metamorphism as a fundamental process in the evolution of planetary bodies: information from meteorites. *Eur. J. Mineral.* 4: 707-755.
- Bohor F.B., Foord E.E., Modreski P.J. and Triplehorn D.M. (1984) Mineralogic evidence for an impact event at the Cretaceous-Tertiary boundary. *Science* 224: 867-869
- Bohor F.B., Modreski P.J. and Foord E.E. (1987) Shocked quartz in the Cretaceous-Tertiary boundary clays: Evidence for a global distribution. *Science* 236: 705-709.
- Boslough M.B. (1991) Shock modification and chemistry and planetary geologic processes. *Annu. Rev. Earth planet. Sci.* 19: 101-130.

- Boslough M.B. and Asay J.R. (1993) Basic principles of shock compression. in Asay and Shahinpoor (eds). High-pressure shock compression of solids: Springer-Verlag. p. 7-42.
- Bottomley R.J., York D. and Grieve R.A.F. (1989) ⁴⁰Argon-³⁹Argon dating of impact crater. Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. XX: 421-431.
- Bourret A., Hinze E. and Hochheimer H.D. (1986) Twin structure in coesite studied by high resolution electron microscopy. Phys Chem Minerals 13: 206-212.
- Brandl G. and Reimold W.U. (1990) The structural setting and deformation associated with pseudotachylites occurrences in the Palala shear belt and Sand River gneiss, Northern Transvaal. Tectonophysics 171: 201-220.
- Brun-Cottan J.B (1986) vertical transport of particles within the ocean. In: The role of Air-Sea Exchange in Geochemical Cycling. P. Buat-Ménard (ed.) pp. 83-111, Reidel.
- Bunch T. E. (1968) Some characteristics of selected minerals from craters. in French and Short (eds). Shock metamorphism of natural materials: Baltimore, Maryland, Mono Book Corporation, p. 413-432. ou p. 255-266.
- Cameron M. and Papike J.J. (1981) Structural and chemical variations in pyroxenes. Amer. Mineral. 66: 1-50.
- Carter N.L. (1965) Basal quartz deformation lamellae - a criterion for recognition of impactites. Am. J. Sci. 263: 786-806.
- Carter N.L. (1968) Dynamic deformation of quartz. In French and Short (Eds), Shock Metamorphism of Natural Materials. Mono Book Corp., Baltimore, pp 453-474.
- Carter N.L., Officer C.B., Chesner C.A. et Rose W.I. (1986) Dynamic deformation of volcanic ejecta from the Toba Caldera : possible relevance to Cretaceous-Tertiary boundary phenomena. Geology 14: 380-383.
- Carter N.L., Officer C.B. et Drake C.L. (1990) Dynamic deformation of quartz and feldspar: clues to causes of some natural crises. Tectonophys 171: 373-391.
- Chao E.C.T., Shoemaker E.M. and Madsen B.M. (1960) First natural occurrence of coesite. Science 132: 220-222.
- Chao E.C.T., Fahey J.J., Littler J. and Milton D.J. (1962) Stishovite, a very high pressure new mineral from Meteor Crater, Arizona. J. Geophys. Res. 67: 419-421.
- Chao E.C.T. (1967) Shock effects in certain rock-forming minerals. Sciences 156: 192-202.
- Chelikowski J.R., Troullier N., Martins J.L. and King H.E. (1991) Pressure dependence of the structural properties of the α -quartz near the amorphous transition. Phys. Rev. B44: 489-497.
- Chopin C. (1984) Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: a first record and some consequences. Contrib. Mineral Petrol. 86: 107-118.
- Christie J.M. and Ardell A.J. (1976) Deformation structures in minerals. In : H.R. Wenk (Ed), Electron Microscopy in Mineralogy, Springer-Verlag, Berlin, pp. 374-403.

- Clement C.R. and Reid A.M. (1987) The origin of kimberlite pipes: an interpretation based on a synthesis of geological features displayed by southern African occurrences. *GSA Spe. Publ.* 14: 634-646.
- Coe R. and Kirby S.H. (1975) The orthoenstatite to clinoenstatite transformation mechanism by shearing and its reversion by annealing: mechanism and potential applications. *Contrib. Mineral. Petrol.* 52: 29-55.
- Cordier P. and Doukhan J.C. (1989) Solubility of water in quartz; influence on ductility. *Eur. J. Mineral.* 1: 221-237.
- Cordier P. (1989) Solubilité de l'eau dans le quartz, influence sur la déformation plastique. thèse de doctorat, Université des Sciences et Technologies de Lille.
- Cordier P., Doukhan J.C. et Peyronneau J. (1993) Structural transformation of quartz and berlinite at high pressure and room temperature: a transmission electron microscopy study. *Phys. Chem. Minerals* 20: 176-189.
- Cordier P. and Gratz A.J. (1994) TEM study of shock metamorphism in quartz from the Sedan nuclear test site. *Earth Planet. Sci. Lett.* (soumis).
- Courtillet V., Besse J., Vandamme D., Jaegger J.J. et Montigny R. (1986) Les épanchements volcaniques du Deccan (Inde), cause des extinctions biologiques à la limite Crétacé-Tertiaire ? *C. R. Acad. Sci. Paris* 303, II: 863-868.
- De Silva S.L., Wolff J.A. and Sharpton V.L. (1990) Explosive volcanism and associated pressures; implications for models of endogenically shocked quartz. In *Global Catastrophes in earth History* (ed. V. L. Sharpton and P. D. Ward). *GSA Spec. Pap.* 247: 139-145.
- Dieno A.L., Garvin J.B. and Montanari S. (1991) K/T age for the Popigai impact event? *Lunar Planet. Sci. Conf. XXII*: 297-298.
- Doukhan J.C. (1971) Propriétés des dislocations dans le tellure. Thèse d'Etat, Université de Lille.
- Doukhan J.C. and Trépiéd L. (1985) Plastic deformation of quartz single crystals. *Bull. Minéral.* 108: 97-123.
- Erismann T.H., Heuberger H. and Preuss E. (1977) Der bimmstein von Köfels, Tyrol, ein bergsturz friktionit. *Tschermaks Min. Petr. Mitt.* 24: 67-119.
- French B.M. and Short N.M. (Editors) (1968) *Shock Metamorphism of Natural Materials*. Mono Book Corp, Baltimore, 644 pp.
- French B.M. (1984) Impact event at the Cretaceous -Tertiary boundary: A possible site: *Science* 226: p. 353.
- French B.M. (1990) 25 years of the impact-volcanic controversy, *EOS Trans. AGU*, 71: 411-414.
- Fricke A., Medenbach O. and Schreyer W. (1990) Fluid inclusions, planar elements and pseudotachylites in the basement of the Vredefot structure, South Africa. *Tectonophysics* 171: 169-183.

- Frondel C. (1962) *The System of Mineralogy: Silica Minerals (Vol III)*. Wiley, New York, 329 pp.
- Gibbs G.V., Prewitt C.T. and Baldwin K.J. (1977) A study of the structural chemistry of coesite. *Z. Kristallogr.* 145: 108-123.
- Glass B.P. (1990) Tektites and microtektites: key facts and interferences. *Tectonophysics* 171: 393-404.
- Goltrant O., Cordier P. and Doukhan J.C. (1991) Planar deformation features in shocked quartz; a transmission electron microscopy investigation. *Earth Planet. Sci. Lett.* 106: 103-115.
- Goltrant O., Doukhan J.C, Cordier P. and Courtillot V. (1992a) An investigation by transmission electron microscopy of planar deformation features in shocked quartz. *Terra Nova* 4: 405-412.
- Goltrant O., Leroux H., Doukhan J.C. and Cordier P. (1992b) Formation mechanisms of planar deformation features in shocked quartz. *Phys. Earth Planet. Inter.* 74: 219-240.
- Goltrant O. (1992) Etude par microscopie électronique en transmission des défauts induits par une onde de choc dans le quartz. Thèse de doctorat, Université de Lille. 186 p.
- Gratz A. and Kurat G. (1988) Good news from Koefels (Austria): Abundant lamellae in quartz. *Ber. Geol. B.-A.*, 15, IGCP Projekt 199: "Rare Events in Geology", 9.
- Gratz A.J., Pongratz P., Preisinger A., Christie J.M., Bohor B. and Frey I. (1988a) Optical microscopy and TEM of shocked material from the Clear Creek, Colorado K/T "magic layer". *Lunar Planet. Sci. Conf.* XIX: 419-420.
- Gratz A.J., Tyburczy J., Christie J.M., Ahrens T.J. and Pongratz P. (1988b) Shock metamorphism of deformed quartz. *Phys. Chem. Minerals* 16: 221-233.
- Gratz A.J., Nellis W.J., Christie J.M., Brocius W., Swegle J. and Cordier P. (1992) Shock metamorphism of quartz with initial temperatures -170 to 1000°C. *Phys. Chem. Miner.* 19: 267-288.
- Green H.W. (1972) Metastable growth of coesite in highly strained quartz. *J. Geophys. Res.* 77: 2478-2482.
- Grieve R. A. F. (1989) Manson structure implicated. *Nature* 340: 428-429.
- Grieve R.A.F., Sharton V.L. and Stöffler D. (1990a) Shocked minerals and the K/T controversy. *EOS* 71, 46: p.1792.
- Grieve R.A.F., Coderre J.M., Robertson P.B. and Alexopoulos J. (1990b) Microscopic planar deformation features in quartz of the Vredefort structure: Anomalous but still suggestive of an impact origin. *Tectonophysics* 171: 185-200.
- Grieve R. A. F. (1991) Terrestrial impact: the record in the rocks. *Meteoritics* 26: 174-194.
- Grieve R.A.F. and Pesonen L.J. (1992) The terrestrial impact cratering record. *Tectonophysics* 216: 1-30.

- Griggs D.T. and Blacic J.D. (1965) Quartz: anomalous weakness of synthetic crystals. *Science* 147: 292-295.
- Hallam A. (1987) The end-Cretaceous mass extinction event ; argument for terrestrial causation. *Science* 238: 1237-1242.
- Hart R.J., Andreoli M.A.G, Reimold W.U. and Tredoux M. (1991) Aspects of the dynamic and thermal metamorphic history of the Vredefort structure: implications for its origin. *Tectonophysics* 192: 313-331.
- Hartung J.B., Kunk M.J. and Anderson R.R. (1990) Geology, geophysics, and geochronology of the Manson impact structure. In *Global Catastrophes in earth History* (ed. V. L. Sharpton and P. D. Ward). GSA Spec. Pap. 247: 319-334.
- Hemley R.J., Jephcoat A.P., Mao H.K., Ming L.C. and Manghmani M.H. (1988) Pressure-induced amorphization of crystalline silica. *Nature* 334: 52-54.
- Heuberger H., Masch L., Preuss E. and Schröcker A. (1984) Quaternary landslides and rock fusion in Central Nepal and in the Tyrolean Alps. *Mountain Res. Develop.* 4: 345-362.
- Hildebrand A.R. and Boynton W.V. (1990) Proximal Cretaceous-Tertiary boundary impact deposits in the Caribbean. *Science* 248: 843-847.
- Hildebrand A.R., Penfield G.T., Kring D.A., Pilkington M., Camargo Z., Jacobsen S.B. and Boynton W.V. (1991) Chicxulub crater: a possible cretaceous-tertiary boundary impact crater on the Yucatan Peninsula, Mexico. *Geology* 19: 867-871.
- Hildebrand A.R. (1993) The Cretaceous/Tertiary boundary impact (or the dinosaurs didn't have a chance). *J. Roy. Astron. Soc. Can.* 87: 77-118.
- Hirth J.P. and Lothe J. (1968) *Theory of dislocations*. McGraw Hill pp 153-160.
- Hobbs B.E. (1968) Recrystallization of single crystals of quartz. *Tectonophysics* 6: 353-401.
- Hoppin R.A. and Dryden J.E. (1958) An unusual occurrence of Precambrian crystalline rocks beneath glacial drift near Manson, Iowa. *J. Geol.* 66: 694-699.
- Hornemann U. and Müller W.F. (1971) Shock-induced deformation twins in clinopyroxene. *Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.* 6: 247-255.
- Ingrin J., Doukhan N. and Doukhan J.C. (1992) Dislocation glide systems in diopside single crystals deformed at 800-900°C. *Eur. J. Mineral.* 4: 1291-1302.
- Izett G.A. et Bohor B.F. (1987) Comment on "Dynamic deformation of volcanic ejecta from the Toba Caldera: possible relevance to Cretaceous-Tertiary boundary phenomena". *Geology* 15: 90-91.
- Izett G.A. (1991) Tektites in Cretaceous-Tertiary Boundary rocks on Haiti and their bearing on the Alvarez impact extinction hypothesis. *J. Geophys. Res.* 96, No E4: 20,879-20,905.
- Izett G.A., Cobban W.A., Obradovich J.D. and Kunk M.J. (1993) The Manson impact structure: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and its distal impact ejecta in the Pierre shale in Southeastern South Dakota. *Science* 262: 729-732.

- Jeanloz R., Ahrens T.J., Lally J.S., Nord G.L., Christie J.M. and Heuer A.H. (1977) Shock-produced olivine glass: first observation. *Science* 197: 457-459.
- Jéhanno C., Boclet D., Froget L., Lambert B., Robin E., Rocchia R. and Turpin L. (1992) The Cretaceous-Tertiary boundary at Beloc, Haiti: No evidence for an impact in the Caribbean Area. *Earth Planet. Sci. Lett.* 109: 229-241.
- Keller G. (1989) Extended period of extinctions across the Cretaceous/Tertiary boundary in planktonic foraminifera of continental-shelf sections; implications for impact and volcanism theories: *Geol. Soc. Amer. Bull.* 101: 1408-1419.
- Kieffer S.W., Phakey P.P. and Christie J.M. (1976) Shock processes in porous quartzite: transmission electron microscope observations and theory. *Contrib. Mineral. Petrol.* 59: 41-93.
- Kingma K.J., Meade C., Hemley R.J., Mao H. and Veblen D.R. (1993) Microstrural observations of α -quartz amorphization. *Science* 259: 666-669.
- Kirby S.H. and Christie J.M. (1977) Mechanical twinning in diopside $\text{Ca}(\text{Mg,Fe})\text{Si}_2\text{O}_6$: structural mechanisms and associated crystal defects. *Phys. Chem. Minerals* 1: 137-163.
- Koeberl C. (1986) Geochemistry of tektites and impact glass. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 14: 323-350.
- Koeberl C., Reimold W.U., Horsch H.E. and Merke R.K. (1990) New mineralogical and chemical data on the Machinga (L6) chondrite, Malawi. *Meteoritics* 25: 23-26.
- Koeberl C. and Sigurdsson H. (1992) Geochemistry of impact glasses from the K/T boundary in Haiti: Relation to smectites and a new type of glass, *Geochim. Cosmo. Acta* 56: 2113-2129.
- Koeberl C. and Hartung J.B. (1992) Geochemistry of Manson Impact Structure rocks: Target rocks, impact glasses, and microbreccias. *Proc. Lunar Planet. Sci.* 22: 111-126.
- Kondo K. and Ahrens T.J. (1983) Heterogeneous shock-induced thermal radiation in minerals. *Phys. Chem. Minerals* 9: 173-181.
- Krogh T.E., Kamo S.L. and Bohor B.F. (1993) Fingerprinting the K/T impact site and determining the time of impact by U-Pb dating of single shocked zircons from distal ejecta. *Earth Planet. Sci. Lett.* 119: 425-429.
- Kunk M.J., Izett G.A., Haugerud R.A., Sutter J.F. (1989) ^{40}Ar - ^{39}Ar Dating of the Manson impact structure: a cretaceous-tertiary boundary crater candidate. *Science* 244: 1565-1568.
- Kurat G. and Richter W. (1972) Impaktite von Köfels, Tyrol. *Tschermaks Min. Petr. Mitt.* 17: 23-45.
- Langenhorst F., Deutsch A., Stöffler D., Hornemann U. (1992) Effect of temperature on shock metamorphism of quartz single crystal. *Nature* 356: 507-509.
- Lilly P.A. (1981) Shock metamorphism in the Vredefort collar: evidence for internal shock sources. *J. Geophys. Res.* 85: 10689-10700.

- Liu L.G. (1987) New silicate perovskites. *Geophys. Res. Letters* 14: 1079-1082.
- Loper D.E. and McCartney K. (1988) Shocked quartz found at the K/T boundary; A possible endogenous mechanism. *EOS* 69: 971-972.
- Lyons J.B., Officer C.B., Borella P.E. and Lahodynsky R. (1993) Planar lamellar substructures in quartz. *Earth Planet. Sci. Lett.* 119: 431-440.
- Madon M. and Poirier J.P. (1983) Transmission electron microscope of α , β and γ $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$ in shocked meteorites: planar defects and polymorphic transitions. *Earth Planet. Inter.* 33: 31-44.
- Martini J.E.J. (1978) Coesite and stishovite in the Vredefort Dome, South Africa. *Nature* 272: 715-717.
- Martini J.E.J. (1991) The nature, distribution and genesis of the coesite and stishovite associated with the pseudotachylite of the Vredefort Dome, South Africa. *Earth Planet. Sci. Lett.* 10X: 285-300.
- Masch L., Wenk H.R. and Preuss E. (1985) Electron microscopy study of hyalomylonites - Evidence for frictional melting in landslides. *Tectonophysics* 115: 131-160.
- McIntyre D.B. (1962) Impact metamorphism at Clearwater Lake, Quebec. *J. Geophys. Res.* 67: 1647.
- McLaren A.C., Retchford J.A., Griggs D.T. and Christie J.M. (1967) Transmission electron microscope study of Brazil twins and dislocations experimentally produced in natural quartz. *Phys. Stat. Sol.* 19: 631-644.
- McLeod K.G. and Ward P.D. (1990) Extinction pattern of *Inoceramus* (*Bivalvia*) based on shell fragment biotratigraphy. In *Global Catastrophes in earth History* (ed. V. L. Sharpton and P. D. Ward). *GSA Spec. Pap.* 247: 509-518.
- McMillan P.F. and Remmele R.L. (1986) Hydroxyl sites in SiO_2 glass: A note on infrared and Raman spectra. *Amer. Mineral.* 71: 772-778.
- Melosh H.J. (1989) *Impact cratering: a geologic process*. Oxford Univ. Press, New York, 245 p.
- Milton D.J. (1964) Fused rocks from Köfels, tyrol Tchermaks *Min Petr Mitt* 10: 86-94.
- Müller W.F. (1993) Thermal and deformation history of the Shergotty meteorite deduced from clinopyroxene microstructure. *Geochim. Cosmochim. Acta* 57: 4311-4322.
- Nicolaysen L.O. and Reimold W.U. (1990) Proceedings of the International Workshop on Cryptoexplosions and Catastrophes in the Geological Record. *Tectonophysics*. 171, vol 1/4: 422pp.
- Nichols D.J., Jarzen D.M., Orth C.J. and Cliver P.Q. (1986) Palynological and iridium anomaly at the Cretaceous-Tertiary boundary, south-central Saskatchewan. *Science* 231: 714-717.
- Nord G.L. and McGree J.J. (1979) Thermal and mechanical history of granulated norite and pyroxene anorthosite clasts in breccia 73255. *Proc. 10th Lunar Planet. Sci. Conf.* pp 817-832.

- Officer C.B. and Drake C.L. (1985) Terminal Cretaceous environmental events. *Science* 227: 1161-1167.
- Officer C.B., Hallam A., Drake C.L. and Devine J.D. (1987) Late Cretaceous and paroxysmal Cretaceous/Tertiary extinctions. *Nature* 326: 143-149.
- Officer C.B. et Carter N.L. (1991) A review of the structure, petrology, and dynamic deformation characteristics of some enigmatic terrestrial structures. *Earth Science Reviews* 30: 1-49.
- Price G.D., Putnis A. and Agrell S.O. (1979) Electron petrography of shock-produced veins in Tenham chondrite. *Contr. Miner. Petrol.* 71: 211-218.
- Reimold W.U., McGee T. et Graup G. (1990) Search for dynamic deformation effects in contact breccias from South African Kimberlite pipes. *Lunar Planet. Sci. Conf. XXI*: 1007-1008.
- Reimold W.U. (1990) The controversial microdeformations in quartz from the Vredefort structure, South Africa- A discussion. *S. Afr. J. Geol.* 93: 645-663.
- Reimold W.U. (1991) The geochemistry of pseudotachylites from the Vredefort dome, South Africa. *Neues Jahrbuch Miner. Abh.*, 162: 151-184.
- Reimold W.U. (1993) A review of the geology of and the deformation related to the Vredefort structure, South Africa. *J. Geol. Educ.* 41: 106-117.
- Rice A. (1987) Shocked minerals at the K/T boundary: explosive volcanism as a source. *Phys. Earth Planet. Int.* 48: 167-174.
- Robertson P.B. and Grieve R.A.F. (1977) Shock attenuation at terrestrial impact structures. In: D.J. Roddy, R.O. Pepin and R.B. Merrill (Eds), *Impact and Explosion Cratering*. Pergamon, New York, pp. 687-702.
- Robin E., Boclet D., Bonté P., Froget L., Jéhanno C. and Rocchia R. (1991) The stratigraphic distribution of Ni-rich spinels in Cretaceous-Tertiary boundary rocks at El Kef (Tunisia), Caravaca (Spain) and hole 761C (Leg 122). *Earth Planet. Sci. Lett.* 107: 715-721.
- Robin E., Bonté P., Froget L., Jéhanno C. and Rocchia R. (1992) Formation of spinels in cosmic objects during atmospheric entry: a clue to the Cretaceous-Tertiary boundary event. *Earth Planet. Sci. Lett.* 108: 181-190.
- Schmitt D.J. and Ahrens T.J. (1989) Shock temperatures in silica glass: implications for modes of shock-induced deformation, phase transformation, and melting with pressure. *J. Geophys. Res.* 94: 5851-5871.
- Schreyer W., (1983) Metamorphism and fluid inclusions in the basement of the Vredefort Dome, South Africa: guidelines to the origin of the structure. *J. Petrol.* 24: 26-47.
- Sharpton V.L. et Schuraytz B.C. (1989) On reported occurrences of shock deformed clasts in the volcanic ejecta from Toba caldera, Sumatra. *Geology* 17: 1040-1043.
- Short N.M. (1966) Shock processes in geology. *J. Geol. Educ.* 14: 149-166.

- Short N.M. and Bunch T.E. (1968) A worldwide inventory of features and characteristics of rocks associated with presumed meteorite impact structure, in French, B.M., and Short, N.M., eds. Shock metamorphism of natural materials: Baltimore, Maryland, Mono Book Corporation, p. 255-266.
- Short N.M. and Gold D.P. (1993) Petrographic analysis of selected core materials from the Manson (Iowa) impact structure. *Meteoritics* (abstract) 436-437.
- Simonds C.H. and Kieffer S.W. (1993) Impact and volcanism: A momentum scaling law for erosion. *J. Geophys. Res.* 98: 14,321-14,337.
- Smyth J.R. and Hatton C.J. (1977) A coesite-sanidine grosspyrite from the Roberts Victor Kimberlite. *Earth Planet. Sci. Lett.* 34: 284-290.
- Stöffler D. (1971) Progressive metamorphism and classification of shocked and brecciated crystalline rocks at impact craters. *J. Geophys. Res.* 76: 5541-5551.
- Stöffler D. (1971) Coesite and stishovite in shocked crystalline rocks. *J. Geophys. Res.* 76: 5474-5488.
- Stöffler D. (1972) Deformation and transformation of rock-forming minerals by natural and experimental shock processes. 1. Behavior of minerals under shock compression. *Fortschr. Miner.* 49: 50-113.
- Stöffer D. (1984) Glasses formed by hypervelocity impact. *J. Non-Cryst. Solids* 67: 465-502.
- Stöffler D., Keil K. and Scott E.R.D. (1991) Shock metamorphism of ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 55: 3845-3867.
- Stöffler D. and Langenhorst F. (1994). Shock metamorphism of quartz in nature and experiment: 1. Basic observation, experiment, and theory. *Meteoritics* (sous presse).
- Storzer D., Horn P. and Kleinmann B. (1971). The age and the origin of Koefels structure, Austria. *Earth Planet Sci Lett* 12: 238-244.
- Svendsen B. and Ahrens T.J. (1983) Dynamic compression of diopside and salite to 200 GPa. *Geophys. Res. Letters* 10: 501-504.
- Surenian R. (1988) Scanning electron microscope study of shock features in pumice and gneiss from Koefels (Tyrol, Austria). *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck* 15: 135-143.
- Tattevin H., Syono Y., Kikuchi M., Kusaba K. and Velde B. (1990) Shock deformation of alpha : laboratory experiments and TEM investigation. *Eur. J. Miner.* 2: 227-234.
- Toutain J.P. and Meyer G. (1989) Iridium bearing sublimates at a hot-spot volcano (Piton de la Fournaise, Indian Ocean). *Geophys. Res. Lett.* 16: 1391-1394.
- Vogt P.R. (1972) Evidence for global synchronism in mantle plume convection and possible significance for geology. *Nature* 240: 338-342.
- Von Engelhardt W. and Bertsch W. (1969) Shock induced planar deformation structures in quartz from the Ries crater, Germany. *Contr. Miner. Petrol.* 20: 203-234.
- Wackerle J. (1962) Shock-wave compression of quartz. *J. Appl. Phys.* 33: 922-937.
- White J.C. (1992) Electron petrography of silica polymorphs associated with pseudotachylite, Vredefort structure, South Africa. *Int. Conf. on Large Meteorite*

Impacts and Planetary Evolution, Sudbury. Lunar and Planet. Inst. Contr. No 790, pp.78-79.

Willaime C. (1987) Initiation à la microscopie électronique en transmission. Soc. Fr. Mineral. Crist., 437 p (ouvrage collectif).

Wyllie P.J. (1980) The origin of kimberlite. J. Geophys. Res. 85: 6902-6910.

Liste des publications de Hugues LEROUX (au 2 février 1994)

- GOLTRANT O., LEROUX H., DOUKHAN J.C. and CORDIER P. (1992) Formation mechanisms of planar deformation features in naturally shocked quartz. *Phys. Earth Plan. Int.* 74: 219-240
- LEROUX H. and DOUKHAN J.C. (1993) Dynamic deformation of quartz in the landslide of Köfels, Austria. *Eur. J. Mineral.* 5: 893-902.
- LEROUX H., DOUKHAN J.C. and LANGENHORST F. (1994) Microstructural defects in experimentally shocked diopside: A TEM characterization. *Phys. Chem. Minerals* (sous presse)
- LEROUX H., REIMOLD W.U. and DOUKHAN J.C. (1994) A TEM investigation of shock metamorphism in quartz from the Vredefort dome, South Africa. *Tectonophysics* (sous presse).
- LEROUX H. and DOUKHAN J.C. (1994) A transmission electron microscope study of shocked quartz from the Manson Impact Structure. (soumis à GSA Special Paper on the Manson impact structure)
- LEROUX H., ROBIN E., DOUKHAN J.C., ROCCHIA R. and FROGET L. (1994) The K/T boundary at Beloc (Haïti): stratigraphic distribution of impact remains (en préparation).
- LEROUX H., CORDIER P. and DOUKHAN J.C. (1994) Transmission electron microscope study of shocked quartz from the Cretaceous-Tertiary boundary clays (en préparation).

Formation mechanisms of planar deformation features in naturally shocked quartz

Olivier Goltrant, Hugues Leroux, Jean-Claude Doukhan and Patrick Cordier

Laboratoire de Structure et Propriétés de l'Etat Solide (URA 234), University of Lille, 59655 Villeneuve d'Ascq-Cedex, France

(Received 14 April 1992; accepted 11 May 1992)

ABSTRACT

Goltrant, O., Leroux, H., Doukhan, J.-C. and Cordier, P., 1992. Formation mechanisms of planar deformation features in naturally shocked quartz. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 74: 219–240.

Shock waves induce peculiar defects in quartz: shock mosaics, high-pressure polymorphs (coesite and stishovite), diaplectic glass and 'planar deformation features' (PDFs). Together, these features are the indices of 'shock metamorphism'. PDFs appear under the optical microscope as straight and narrow defects parallel to the $\{10\bar{1}n\}$ rhombohedral planes with $n = 3$ and 2 as most frequent values, although $n = 1, 4$ and ∞ (i.e. basal plane) are also found. We report in the first part of this paper a detailed investigation by transmission electron microscopy of the fine structure of PDFs in shocked quartz grains from a variety of sites (Slate Islands, La Malbaie and Manson in North America; the Vredefort complex in South Africa; the Ries Crater in Germany and the Cretaceous–Tertiary boundary layer at Raton Basin, Colorado). We distinguish four PDF fine structures: (1) bands of dislocations; (2) lamellae of mixtures in various proportions of amorphous silica and small crystallites; (3) thin Brazil twin lamellae; (4) short, parallel lamellae forming serrated ladder structures. The possible formation mechanisms of these PDFs are discussed in the second part of the paper. It is suggested that the dislocation bands are probably not original PDF structures, but stem from a later recrystallization stage. The Brazil twins have been produced by relatively large deviatoric stresses which accompanied the shock wave. The other PDF structures, which consist of partial amorphization in the $\{10\bar{1}n\}$ planes, must result from elastic instabilities of the shear modulus of the quartz structure at high pressure in these planes. Theoretical estimates of the elastic stiffness coefficients indicate that amorphization should start at approximately 10 GPa. The growth of the straight and narrow amorphous lamellae would be driven by the front of the shock wave.

1. Introduction

Since their first optical characterization in quartz grains from the Clear Water Lake structure by McIntyre (1962), the so-called 'planar deformation features' (PDFs) have been observed in quartz grains from many 'cryptoexplosion' structures (i.e. geological features indicative of explosion or shock). PDFs often occur in association with other typical features such as shatter

cones, shock mosaics, high-pressure polymorphs (coesite and stishovite) and diaplectic glass lamellae (Chao (1967); see also recent reviews by French (1990) and Carter et al. (1990)). All these features are generally considered to be characteristic of shock metamorphism caused by meteoritic impact. PDFs have also been observed in experimentally shocked quartz (Stöffler, 1972, 1974; Gratz, 1984; Ashworth and Schneider, 1985; Gratz et al., 1988b) and in quartz grains of the sediments associated with the Cretaceous–Tertiary (K–T) boundary at a number of sites around the world (Bohor et al., 1987). At some sites, coesite and stishovite have also been detected (Kieffer et al., 1976; McHone et al., 1989; Martini, 1991).

Correspondence to: O. Goltrant, Laboratoire de Structure et Propriétés de l'Etat Solide (URA 234), University of Lille, 59655 Villeneuve d'Ascq-Cedex, France.

Dynamic deformation of quartz in the landslide of Köfels, Austria

HUGUES LEROUX and JEAN-CLAUDE DOUKHAN

Laboratoire de Structure et Propriétés de l'Etat Solide (URA CNRS 234)
Université des Sciences et Technologies de Lille, 59655 Villeneuve d'Ascq-Cedex, France

Abstract: The Köfels landslide is a rare example of a ductile deformation process at very high strain rate as compared to usual tectonic deformation in the crust. The landslide-induced deformation occurred in a narrow shear zone and the resulting friction raised temperature up to melting, leading to the formation of a thin layer of pumice which lubricated the slip of the large mountain piece.

We investigated by transmission electron microscopy (TEM) the defect microstructure (dislocations, twins, subgrain boundaries ...) in quartz grains at various distances from this friction surface. At a few centimetres away from the pumice, quartz grains in the wall gneiss show a high density of dislocations, most often in glide configuration. In quartz grains closer to the pumice (one cm or less) the dislocation density decreases while well organized subgrain boundaries begin to build a microstructure typical of high temperature recovery. The crystalline quartz fragments in the pumice are severely annealed and numerous tiny water bubbles are precipitated on the dislocations. Pure silica glass is also detected between the quartz grains.

No defects characteristic of shock metamorphism are detected although the landslide process must have released an energy comparable with the impact of a large meteorite (≈ 30 m wide) reaching the earth at ≈ 20 km/s. Our observations thus confirm that landslide processes release their energy much more slowly than impacts in such a way that this energy is dissipated in the form of heat without radiation or shock wave effects. The pumiceous glass of Köfels formed by usual high-temperature melting and not by shock metamorphism as previously suggested by some authors.

Key-words: quartz, TEM, Köfels-Austria, dislocations, landsliding.

Introduction

Landslides are unusual tectonic deformation phenomena which produce highly localized shear strain at a strain rate several orders of magnitude larger than usual tectonic processes in the crust. The high deviatoric stresses are also considerably larger than those developed in usual tectonic processes. The resulting defect microstructures in the minerals bounding the gliding surface could thus be markedly different from those usually produced by the low stress (≤ 10 MPa) and low strain rate ($\approx 10^{-12}$ to 10^{-14} s $^{-1}$) of usual tectonic processes occurring in the crust. It thus appeared interesting to compare the landslide-induced defect microstructures with those produced by laboratory deformation experiments, especially in

the case of quartz which is one of the best documented cases among the minerals of the crust, at least for constant strain-rates tests at strain rates ranging from 10^{-4} to 10^{-6} - 10^{-7} s $^{-1}$.

It also appears interesting to specifically investigate the defect microstructure of the Köfels landslide (Tyrolean Alps, Austria) because the force which triggered the mountain slip still is debated. Indeed if all authors agree that the structure does result from a huge mountain slide which took place about 8000 years ago, when the valley still was partially occupied by ice, at least three distinct hypotheses are proposed for the active driving force. This landsliding was first ascribed to volcanic activity even though volcanism terminated much farther back in geological times in the Alps. It was then suggested to have

0935-1221/93/0005-0893 \$ 2.50

© 1993 E. Schweizerbart'sche Verlagstschhandlung D-70176 Stuttgart

Microstructural Defects in Experimentally Shocked Diopside: A TEM Characterization

Hugues Leroux¹, Jean Claude Doukhan¹, and Falko Langenhorst^{1,2}

¹ Laboratoire de Structure et Propriétés de l'Etat Solide (URA CNRS 234), Université des Sciences et Technologies de Lille, F-59655 Villeneuve d'Ascq-Cedex, France

² Institut für Planetologie, Wilhelm-Klemm-Str. 10, Universität Münster, D-48149 Münster, Germany

Received January 25, 1993 / Revised, accepted October 25, 1993

Abstract. Transmission electron microscopy was used for characterizing the defect microstructure induced by shock experiments in a single crystal of diopside. The shock-induced defects found in the crystal can be divided in four distinct types:

1) A high density and pervasive distribution of dislocations in glide configuration (glide systems (100)[001], {110}[001] and (100)[010]).

2) Mechanical twin lamellae, mostly parallel to (100), the (001) twin lamellae are less abundant.

3) Straight and narrow amorphous lamellae parallel to a few planes with low crystallographic indices (the (33 $\bar{1}$) lamellae are the most abundant but (22 $\bar{1}$) and (110) lamellae are also present).

4) Heterogeneously distributed tiny molten zones (3 to 20 μm size) which, after cooling, appear as a glass with a chemical composition very close to the one of the original diopside.

The present TEM study reveals that the defect microstructure in shocked diopside consists of a large variety of shock-induced defects. Especially, the amorphous PDFs which were never observed in statically deformed diopside seem to be an important characteristic microstructural defects in shocked silicate minerals. Although the presence of amorphous PDFs is not yet confirmed for naturally shocked clinopyroxene, we strongly suggest that these features can serve as a diagnostic tool for recognizing impact phenomena on all planetary bodies of our solar system.

induced defects are planar fractures, mechanical twins, kink bands, amorphous lamellae, high pressure polymorphs and molten zones. In the case of quartz which is the mineral in which shock-induced defects have been mostly studied, the prominent defects are the so-called "Planar Deformation Features" (PDFs) which, in almost all cases, appear to be straight and narrow amorphous lamellae parallel to a few rhombohedral planes {10 $\bar{1}$ n} with n=1, 2, 3 and 4 (Kieffer et al. 1976; Gratz 1984; Ashworth and Schneider 1985; Gratz et al. 1988; Goltrant et al. 1991, 1992). In olivine, the prominent shock defects are deformation bands, planar fractures and glass pockets (Ashworth and Barber 1975a, 1977; Jeanloz et al. 1977; Dodd and Jarosewich 1979; Jeanloz 1980; Schaal 1982; Ashworth 1985; Stöffler et al. 1991). Planar deformation features and the so-called diaplectic glass or maskelynite are common shock effects in feldspars (Stöffler 1972; Stöffler et al. 1991 and references therein). The prominent shock-induced defects in orthopyroxenes consist of thin lamellae of clinoenstatite (P2₁/c) parallel to the (100) plane (Ashworth and Barber 1975b; Ashworth 1985) which result from the pseudomartensitic transformation orthoenstatite \Rightarrow clinoenstatite (Coe and Kirby 1975; Kirby 1976).

The case of diopside still is poorly documented. It is, however, one of the minerals commonly found in stony meteorites: It may be thought that if correctly calibrated, shocked diopside could be used as a thermo-mechanical marker of the structure and the amplitude of natural shock. Indeed, owing to its low crystallographic symmetry, it is expected to exhibit a variety of shock defects and because its rate of recovery or recrystallization is low, the probability for overprinting of such defects by post-shock thermal events (annealing, recrystallization ...) is appreciably lower than in other silicates like olivine for instance. Shock experiments on diopside single crystals have been shown to predominantly induce (001) thin twin lamellae (Hornemann and Müller 1971). (100) twins are also found, and coexist with the (001) ones in Shergotty meteorite (Müller 1993) and in strongly shocked meteorites (Ashworth 1985). However, Nord

Introduction

TEM is a privileged tool for investigating the defect microstructures induced by shock deformation in minerals. This technique has already been employed to study naturally and experimentally shocked silicates such as quartz, olivine, pyroxene and feldspar. The most usual shock-

Correspondence to: H. Leroux

Ms. No. 73 Author Leroux

Ms. —

Pages 10

Springer Prod.-Ges. Berlin / H. Stürtz AG, Würzburg

Provisorische Seltenzahlen / Provisional page numbers

1-Korr. Rev. Date 11.1.94F



ELSEVIER

Tectonophysics 230 (1994) TEC04239 C

TECTONOPHYSICS

A TEM investigation of shock metamorphism in quartz from the Vredefort dome, South Africa

Hugues Leroux^a, Wolf Uwe Reimold^b, Jean-Claude Doukhan^a

^a *Laboratoire de Structure et Propriétés de l'Etat Solide (URA 234), Université des Sciences et Technologies de Lille, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, France*

^b *Economic Geology Research Unit at the Department of Geology, University of the Witwatersrand, Private Bag 3, P.O. Wits, 2050 Johannesburg, Republic of South Africa*

(Received July 26, 1993; revised version accepted October 25, 1993)

Abstract

The origin of the Vredefort structure in South Africa is still debated. Several causes have been discussed, namely asteroid impact, internal gas explosion or tectonic processes. Evidence of dynamic rock deformation is pervasive in the form of planar features in quartz grains, shatter cones, veins of pseudotachylite and occurrence of coesite and stishovite (high-pressure quartz polymorphs). A number of these characteristics is widely believed to support an impact origin. However, the planar features in quartz, which are generally considered as one of the strongest indicators of impact, are in the Vredefort case considered as anomalous when compared with those from accepted impact structures.

We have investigated by optical and transmission electron microscopy (TEM) the defect microstructures in quartz grains from different lithologies sampled at various places at the Vredefort structure. Whatever the locality, only thin mechanical Brazil twin lamellae in the basal plane are observed by TEM. So far, such defects have only been found in quartz from impact sites, but always associated with sets of thin glass lamellae in rhombohedral planes $\{10\bar{1}n\}$ with $n = 1, 2, 3,$ and 4 . At the scale of the optical microscope, Brazil twins in (0001) are easily detected in Vredefort quartz grains because of the numerous tiny fluid inclusions which decorate them. Similar alignments of tiny fluid inclusions parallel to other planes are also detected optically, but at the TEM scale no specific shock defects are detected along their traces. If these inclusion alignments initially were shock features, they are now so severely weathered that they can no longer be recognized as unambiguous shock lamellae. Fine-grained coesite was detected in the vicinity of narrow pseudotachylite veinlets in a quartzite specimen, but stishovite was not found, even in areas where its occurrence was previously reported. Finally, definite evidence of high-temperature annealing was observed in all the samples. These observations lead us to the conclusion that our findings regarding microdeformation in quartz are consistent with an impact origin for the Vredefort structure. Most of the original shock defects are now overprinted by an intense post-shock annealing episode. Only the thin mechanical twin lamellae in the basal plane have survived.

1. Introduction

Most rock-forming minerals, shocked at moderate to high shock pressure (> 10 GPa), exhibit

straight and narrow optical contrasts, which are interpreted as thin transformation (glass) lamellae. They have been studied in great detail in shocked quartz, and a variety of names have been

Résumé

Les collisions entre objets du système solaire ont joué un rôle majeur dans le processus de formation des planètes, puis de leur évolution. Les chocs qui résultent de ces collisions induisent dans la matière des défauts caractéristiques du passage de l'onde de choc. Nous avons étudié par microscopie électronique en transmission la structure fine de ces défauts contenus dans des quartz issus d'impacts météoritiques ainsi que dans des diopsides choqués expérimentalement et naturellement (dans des météorites).

Nos observations sur des quartz choqués naturellement (Cratères d'impact de Popigai, Manson, Vredefort) confirment que les défauts de choc dans ce minéral prennent essentiellement la forme de lamelles cristallographiquement contrôlées. Des macles mécaniques et des textures mosaïques sont également couramment détectées. La structure fine associée à ces défauts peut avoir considérablement évolué au cours de l'étape post-choc, essentiellement par recristallisation assistée par la présence de fluides. Ces mêmes défauts de choc sont présents dans des quartz des sédiments de la limite Crétacé-Tertiaire (K/T). Nous avons également recherché si des événements violents purement terrestres pouvaient générer de tels défauts; en vain: ils semblent requérir réellement des pressions très grandes et appliquées de façon quasi-instantanée pour se former.

Nous avons déterminé la répartition stratigraphique en taille et en abondance des quartz choqués de la coupe K/T de Beloc (Haïti). Cette étude suggère que toute cette section représente le dépôt de l'ejecta d'un impact. Nous n'excluons pas la possibilité de deux impacts successifs.

Nos caractérisations des diopsides choqués expérimentalement ont permis de répertorier les défauts correspondants (PDF, macles et dislocations en sont les figures les plus fréquentes) et de mieux comprendre leur mécanisme de formation ainsi que leurs dépendances éventuelles de paramètres physiques (pression, orientation de l'échantillon, température). Ces défauts sont comparés à ceux présents dans les météorites choquées.

