



Société Géologique de France

section de Volcanologie

<http://sgfr.free.fr/>

Chers adhérents,

Voici le bulletin 60 de la section de Volcanologie de la Société Géologique de France. Nous vous donnons maintenant rendez vous à la prochaine journée scientifique de la section qui aura lieu le 5avril prochain.

Pour ceux qui ne l'ont pas encore fait et qui en ont la possibilité nous vous demandons de vouloir nous communiquer votre adresse mail pour l'envoi des prochains bulletins

Merci de la faire parvenir à l'adresse suivante : pradal.evelyne@neuf.fr

Bien cordialement,

Le Bureau



B.S.V. n°60 Janvier 2005

Société Géologique de France



La lac de cratère du volcan Taal (Philippines, photo : J. Zlotnicki)

BULLETIN N° 60

Bulletin de la Section de Volcanologie de la Société Géologique de France

Le Bulletin de la Section de Volcanologie a pour objectif principal la distribution rapide de l'information en Volcanologie. Nous souhaitons la collaboration active de l'ensemble de la communauté volcanologique, Vos contributions peuvent être envoyées sur disquettes Macintosh ou PC (logiciel Word) ou par document attaché aux adresses des membres du bureau. Les disquettes vous seront retournées rapidement.

Les rubriques suivantes sont proposées :

- les **articles** : nous les souhaitons nombreux et bien illustrés
- les **annonces** pour les **congrès** et réunions scientifiques
- les **analyses d'ouvrages** de Volcanologie
- les **sessions de terrain** ou atelier sur le volcanisme. Toute initiative est encouragée et recevra notre support.
- **la vie des Observatoires Volcanologiques**. Des informations régulières sur l'activité des volcans français ou des volcans étudiés par les équipes françaises.
- **la vie des Laboratoires de Recherche**. Publication régulière des résumés de thèses, de DEA, de Mémoires de Géologue mais aussi des compte-rendus de missions, des rapports de stage, des programmes d'enseignement, etc...
- les **relations internationales**
- une **tribune libre** sur les problèmes de la Volcanologie.

Ce bulletin doit être l'œuvre de tous et nous sollicitons une active participation des membres de la Section de Volcanologie pour le faire évoluer afin de promouvoir notre discipline. Sa large diffusion auprès des étudiants et autres adhérents potentiels est indispensable.

Vos contributions peuvent être envoyées à l'un des membres du bureau.

Jacques ZLOTNICKI, Président		Jean-Louis BOURDIER, 1er Vice-Président	
Laboratoire Magmas et Volcans 5 rue Kessler - 63200 CLERMONT-FD CEDEX Tél : 04 73 40 73 70 – Fax : 04 73 40 78 85 e-mail : jacques.zlotnicki@opgc.univ-bpclermont.fr		Université d'Orléans - Dpt des Sciences de la Terre B.P.6759 / 45067 ORLEANS CEDEX 02 Tel : 02 38 41 73 19 – Fax : 02 38 41 73 09 e-mail : jean-louis.Bourdier@univ-orleans.fr	
Jean-Paul TOUTAIN, 2ème Vice-Président	Evelyne PRADAL, Secrétaire	Jean VANDEMEULEBROUCK, Trésorier	
Laboratoire des Mécanismes de Transfert en Géologie 38 rue des Trente six ponts - 31400 TOULOUSE Tel : 33 (0)5 61 55 86 41 e-mail : toutain@lmtg.ups-tlse.fr	SCITERRE 1 plan des huniers 34970 Lattes Tél : 06 80 84 84 21 e-mail : pradal.evelyne@neuf.fr	LGIT, Université de Savoie, 73376 Le Bourget du lac Cedex Tel : 33 (0)4 79 75 84 85 e-mail : jvandem@univ-savoie.fr	



Bulletin d'adhésion à la Section de Volcanologie nom membres de la SGF--

Ce montant peut être réglé par chèque ou bon de commande à l'ordre de l'Université de Savoie – SGF. Il doit être envoyé au trésorier : **Jean VANDEMEULEBROUCK – LGIT, Université de Savoie, 73376 Le Bourget du lac Cedex**

Nom : Prénom :

Adresse :

Adresse électronique :

Fonction actuelle :

Membre de la SGF : OUI NON

Cotisation annuelle : 15 Euros



Société Géologique de France

Section de Volcanologie

<http://sgfr.free.fr/>

Sommaire

ADHESION 2005	Page 5
PROCHAINE JOURNEE SCIENTIFIQUE	Page 5
MANIFESTATIONS SCIENTIFIQUES, COLLOQUES, CONGRES	Page 6
DISPARITION DE MICHEL MONZIER	Page 7
L'IMPACTISME EN FRANCE (P. Vincent)	Page 9
MESURE EN CONTINU DU RADON SUR LE VOLCAN TAAL (PHILIPPINES) ET DETECTION PROBABLE D'UN SIGNAL PRECURSEUR DU SEISME DE NOVEMBRE 1994 A MINDORO (Mb = 7,1) (P. Richon et al.)	Page 22
JOURNEE SCIENTIFIQUE DE LA SECTION : LE VOLCANISME D'ARC (21 OCTOBRE 2004)	Page 29
TITRES DES COMMUNICATIONS	Page 31
THEMES.....	Pages 32-49
THESES	Pages 50-57

ADHESION 2005

L'adhésion à la section de volcanologie est un acte volontaire et non automatique. Il est possible **soit** de cotiser à la SGF (**49 € en 2004**) en demandant une adhésion à la section de volcanologie **soit** de cotiser directement à notre section.

Nous désirons simplifier l'appel annuel à cotisation de notre section. Jusqu'à présent un supplément de cotisation était demandé aux membres de la SGF inscrits dans plusieurs sections. Nous abandonnons ce procédé. Les cotisations seront dorénavant de **15 €** pour les personnes adhérant uniquement à la section de volcanologie et aucun complément de cotisation ne sera demandé pour toute inscription faite directement par l'intermédiaire de la SGF.

JOURNEES SCIENTIFIQUES EN 2005

Méthodes de surveillance géophysique et géochimique de l'activité volcanique : Bilan et perspective

Le 5 avril 2005 à la Société Géologique de France

Thématique :

En quelques années de nouvelles méthodes d'imagerie et de surveillance des volcans ont été développées. Ces méthodes ont prouvé toute leur importance dans la compréhension des caractères structuraux des édifices volcaniques mais aussi dans l'analyse des phénomènes pré éruptifs et éruptifs.

La finalité de cette journée est de discuter ces nouvelles méthodes, de susciter des discussions inter techniques, et d'évaluer les nouveaux paramètres à prendre en compte dans la surveillance.

Les principaux thèmes que nous souhaitons aborder sont :

- Les techniques d'imagerie de la structure des édifices,
- La surveillance satellitaire,
- Les méthodes géophysiques et géochimiques de surveillance au sol,
- Le suivi temporel des phénomènes pré éruptifs et éruptifs,
- L'observation multi paramètres et l'évaluation du risque.

Vous pouvez nous envoyer vos résumés en deux pages maximum avec figures au format Word PC (Times New Roman 12, simple interligne). **Date limite : le 25 mars 2005.**

Les résumés doivent être envoyés aux deux adresses suivantes :

Organisation : Le bureau de la section de volcanologie

Email : jacques.zlotnicki@opgc.univ-bpclermont.fr ; Jacques Zlotnicki : Tel 33 (0)4 73 40 73 70,
Fax : 33(0)4 73 40 78 85

Email : pradal.evelyne@neuf.fr ; Evelyne Pradal : Tel 33 (0)6 80 84 84 21

MANIFESTATIONS SCIENTIFIQUES, COLLOQUES, CONGRES

29 Mars 2005, Tamaya, Nouvaeau Mexique :

1st worshop “EarthScope”

<http://www.earthscope.org>

1-9 Avril 2005, Iles du Cap Vert, Portugal:

International workshop : Ocean Island Volcanism

<http://www.sal2005.fisica.ist.utl.pt>

5 Avril 2005, SGF, Paris :

méthodes de surveillance et géophysique et géochimique de l’activité volcanique ; bilan et perspective

<http://www.sgfr.org>

24-29 Avril 2005, Vienne, Autriche, France :

EGU Genaral Assembly

<http://www.copernicus.org/EGU>

20-25 Mai 2005, Moscow, Idaho, USA :

AGU workshop : basalts geochemistry and mantle dynamics

<http://www.the-conference.com/2005/gold2005/>

23-27 Mai 2005: Nelle Orleans, USA

AGU workshop : volcanology, geochemistry and petrology of large silicic magma bodies

<http://www.agu.org/meetings/sm05>

18-29 Juillet 2005: Toulouse, France

IAGA meeting: Monitoring earthquakes and volcanic activity; EM imaging of volcanoes

And active faults

<http://www.iugg.org/IAGA/toulouse2005.htm>

15-21 Octobre 2005, Tenerife, Can, Espagne :

Colloque sur les caldéras

Joan.marti@ija.csic.es

20 Octobre 2005: SGF, Paris :

Le volcanisme de la Réunion et des Comores

<http://www.sgfr.org>

DISPARITION DE MICHEL MONZIER

Michel MONZIER (1949-2004)



Le 2 septembre, Michel Monzier succombait des suites d'une attaque cérébrale survenue au cours d'une mission sur le volcan Atacazo, en Equateur. Ce jour là, l'IRD a perdu un homme de terrain, rompu aux problèmes du développement et au travail mené au contact des partenaires des pays où il a séjourné.

Diplômé de l'Ecole de Techniciens Supérieurs de Nancy, Michel Monzier débuta sa carrière par un passage dans l'industrie minière, en particulier en Espagne où il rencontra Marie, sa future épouse. Recruté à l'Orstom en 1974, et affecté au centre de Nouméa, il est membre, pendant une quinzaine d'années, de

l'équipe de géologie-géophysique marine de l'Orstom basée en Nouvelle Calédonie. Là naîtront ses deux filles Florence et Ana. Ses nombreuses missions sur le Navire Océanographique Coriolis, sa participation aux campagnes Seapso, Subpso (plongées Nautille) et au programme Starmer l'ont amené à être l'un de ceux qui connaissaient le mieux la géologie marine de la zone Nouvelles Hébrides – Bassin Nord Fidjien, jusqu'à Futuna dont il leva la carte géologique. A la suite de travaux sur les îlots volcaniques Matthews et Hunter, il se découvre une nouvelle voie et une passion : la volcanologie. Avec trois collègues, il initie alors le développement de cette discipline à l'Orstom. A partir de 1990, il sera un élément essentiel du groupe de volcanologues constitué au sein de l'UR (Unité de Recherche) 1F. Particulièrement attiré par les problèmes de géochimie profonde, il soutient en 1992 une thèse de Doctorat sur le magmatisme du sud de l'arc des Nouvelles Hébrides et simultanément intègre le corps des chercheurs.

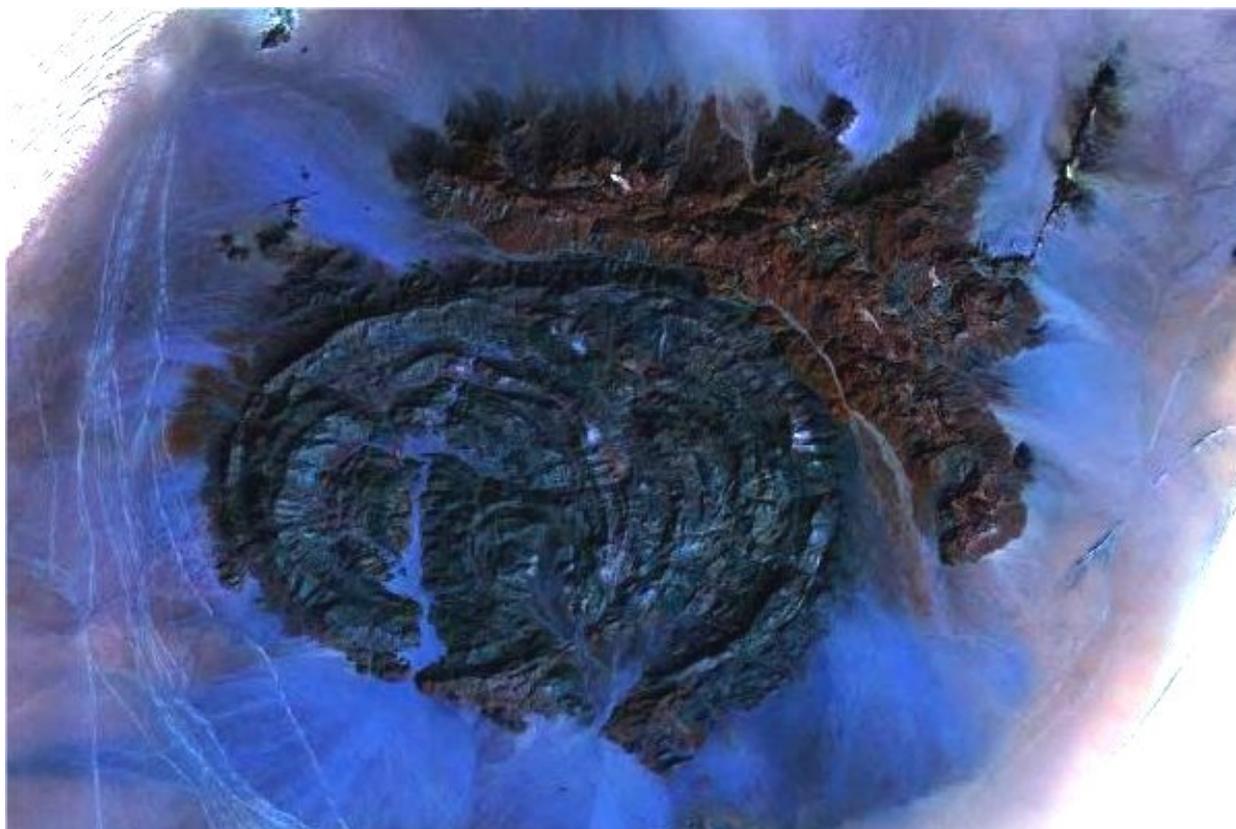
Michel Monzier a été un pilier des deux grands programmes de volcanologie entrepris par l'Institut. De 1990 à 1995, il participa au programme « Volcanisme de l'arc du Vanuatu », et depuis 1995, à celui axé sur la cordillère équatorienne. De l'UR 31-IRD « Processus et Aléas Volcaniques », et de l'ensemble des volcanologues ayant travaillé en Equateur, il était, de par une parfaite connaissance des parcours accidentés des volcans de ce pays et sa grande expérience de terrain, un acteur primordial et très souvent l'organisateur incontournable des missions réussies. Depuis 1998, il participait activement au suivi des crises des volcans Tungurahua et Pichincha. Un intense travail de terrain en avait fait, en particulier, le spécialiste du volcan Pichincha et des roches de l'arc volcanique frontal, région qu'il était en train d'explorer avec un de ses étudiants au moment de son accident. Sa grande rigueur scientifique et la vision globale qu'il avait pour aborder les problèmes constituaient les supports de la synthèse géochimique de l'arc volcanique équatorien, travail entrepris depuis deux années, et qu'il sera difficile pour ses collègues d'achever. Michel Monzier était aussi excellent photographe et grand connaisseur des orchidées.

En plus d'un chercheur pugnace et talentueux, réunissant toutes les qualités nécessaires à la recherche en coopération dans les pays du Sud, l'IRD et la communauté volcanologique française vient de perdre un homme dont les immenses qualités de cœur et humaines faisaient l'unanimité.

Claude Robin et Jean-Philippe Eissen

L'impactisme en France

Pierre Vincent
Professeur à l'Université Blaise Pascal, UMR6524.
Email : Vincent@opgc.univ-bpclermont.fr



Ring structure sub-volcanique d'Arkenu, Libye.

L'impactisme en France

Pierre Vincent

Professeur à l'Université Blaise Pascal, UMR6524.

Email : Vincent@opgc.univ-bpclermont.fr

Introduction

L'importance du rôle des impacts météoritiques dans l'évolution géologique et biologique de notre planète est réévaluée à la hausse d'année en année. De nombreuses disciplines scientifiques se sentent maintenant concernées par l'impactisme, ainsi que l'abondance croissante des articles dans les revues spécialisées en témoigne. L'attribution de l'extinction massive des espèces à la limite Crétacé/Tertiaire à un impact géant a beaucoup contribué à cette prise de conscience - y compris auprès du grand public. Bien sûr, les volcanologues auraient préféré que le volcanisme ait joué le premier rôle dans cette histoire extraordinaire. Il nous faut bien admettre maintenant que, s'il a peut-être préparé la catastrophe biologique ou contribué après à en augmenter les effets, ce n'était pas lui l'acteur principal. L'écrasement de la comète Shoemaker-Lévy sur Jupiter en 1994 est venu rappeler opportunément que de tels événements catastrophiques restent toujours possibles, et que ce risque doit être pris en compte.

Les cratères d'impact préservés sur notre "planète vivante" sont peu nombreux. Le plus grand nombre a été détruit par l'érosion, la tectonique, ou enfoui sous des formations sédimentaires ou volcaniques. Il en reste néanmoins encore beaucoup à découvrir - et pas seulement au fond des océans. Deux à quatre viennent s'ajouter chaque année à la liste, qui en comptait 170 début 2004. Cette année est particulièrement faste: elle a vu en Egypte la découverte étonnante du plus grand champ de cratères du monde, s'étendant sur 5000 km²! Il y aurait là une centaine de cratères dont certains d'un diamètre dépassant le kilomètre. Pour le moment 13 sont confirmés (Paillou Ph. *et al.* CRAS, à paraître). Cette découverte, si son ampleur se confirme, poserait des problèmes tout à fait nouveaux

Le but de cette note, plutôt informelle, n'est pas de traiter de l'impactisme en général: il y a maintenant pour cela plusieurs livres - et notamment l'excellent ouvrage de Bevan M. French (*Traces of Catastrophes*, 1998) qui s'adresse spécialement aux géologues. Le sujet qui m'a été proposé - l'impactisme en France - permet d'aborder quelques problèmes concernant les astroblèmes, réels ou supposés. Revoyons d'abord brièvement quelques notions de base.

Classifications des cratères: cratères simples et cratères complexes (Fig.1) ; (*cf* figure commentée).

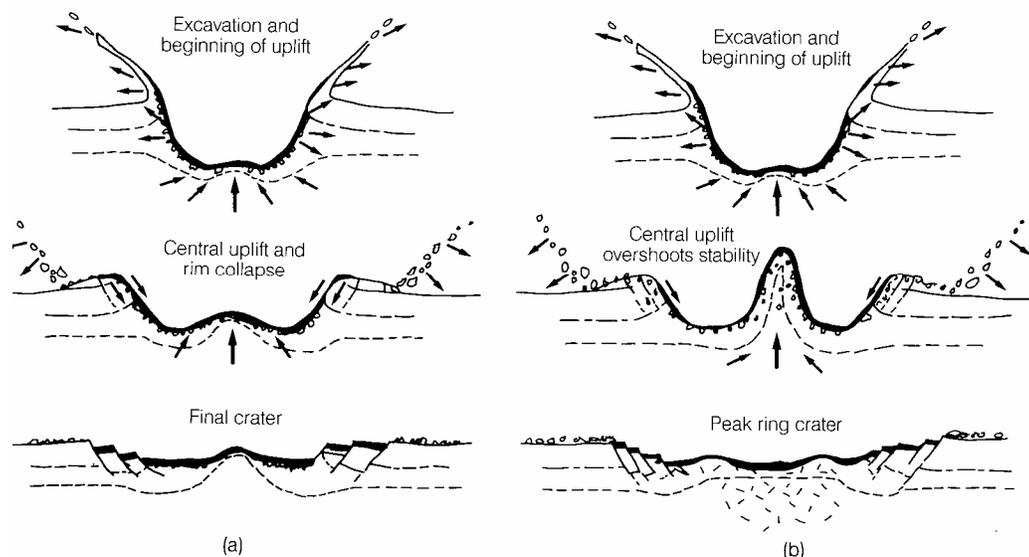


Fig.1. Formation des cratères complexes (a) avec piton central (b) avec peak ring. Le soulèvement du plancher du cratère transitoire et son élargissement par glissement des flancs le long de failles listriques sont concomitants. Le peak ring résulte du collapse du piton central. (D'après Melosh, 1989)

Critères d'identification

Les critères morphologiques sont le plus souvent ceux qui ont attiré l'attention sur une structure : forme circulaire, enceintes concentriques; pic central, etc. Le rôle des images satellites est essentiel - surtout dans les contextes désertiques, comme l'ont montré les dernières découvertes en Afrique - mais elles ne dispensent jamais d'une étude au sol. Certains astroblèmes érodés n'auraient d'ailleurs pas été retenus vu du ciel (par exemple Rochechouart). Au sol, les études géologiques ou géophysiques peuvent aboutir à des présomptions, parfois fortes, mais pas à des certitudes en l'absence des seuls critères reconnus actuellement comme indiscutables: la présence de débris météoritiques, ou la manifestation d'un métamorphisme de choc.

Les restes météoritiques ne peuvent avoir été préservés que sur des cratères jeunes de taille modeste; il semble que le Meteor Crater, d'un diamètre de 1200 m, soit le plus grand associé à de tels débris - mais ils pourraient provenir du détachement d'un bloc de l'impacteur peu avant l'impact (?). Normalement, l'impacteur est totalement volatilisé.

Le métamorphisme de choc signe de façon indiscutable un impact (ou une explosion nucléaire souterraine...)

Les cônes de percussion (*shatter cones*) en sont la manifestation macroscopique, donc la plus évidente. Leur formation demande habituellement des roches isotropes, à grain fin, qui ne sont pas toujours présentes dans les vieux terrains métamorphiques. Les manifestations microscopiques sont plus variées : minéraux "choqués", ou isotropisés, minéraux de très haute pression, verres de fusion. Les quartz choqués sont recherchés car très stables, mais ils peuvent finir par disparaître eux aussi par recuit thermique ou recristallisation.

Les *pseudotachylites* ont été baptisées ainsi et décrites pour la première fois dans l'astroblème du Vredefort (Shand, 1914). Elles ne sont pas spécifiques des impacts, mais elles en fournissent un indice important quand elles sont associées à une tectonique particulière, comme il sera vu plus loin.

D'après le niveau de certitude de son origine par impact un cratère est classé comme: **certain, probable ou possible**. Dans l'état actuel des connaissances, la France possède un représentant de chacune de ces catégories.

L'astroblème de Rochechouart

Située à 40 km à l'ouest de Limoges, la structure de Rochechouart est actuellement le seul astroblème certain reconnu en France. Ses brèches, connues depuis longtemps (1833!) étaient considérées comme volcaniques, certaines contenant du verre de composition rhyolitique. Ce n'est qu'en 1967 que F. Kraut les attribua à un impact grâce à la reconnaissance de quartz choqués et par comparaison avec des échantillons du Ries (Allemagne). Ce dernier venait d'être reconnu en 1961 comme un cratère d'impact, et non pas d'origine volcanique comme on le pensait auparavant. Kraut confirma son interprétation en 1969 par la découverte de shatter cones.

Après les recherches fondamentales de Ph. Lambert et sa thèse de doctorat (Paris-Orsay, 1977) les études sur Rochechouart furent surtout le fait de chercheurs étrangers familiers des astroblèmes, venus d'Allemagne, des USA ou d'Afrique du Sud. Ce n'est qu'en 1996 que fut publiée la carte géologique de Rochechouart au 1/50 000, par Chèvremont et Floc'h, accompagnée d'une notice faisant une large place à l'astroblème. On y trouve une analyse et une bibliographie assez complète des travaux concernant cette remarquable structure. Je me limiterai ici à quelques compléments ou commentaires utiles pour la suite.

La structure est très érodée, et les limites du cratère originel ne sont plus visibles sur le terrain (elle n'aurait pas pu être découverte par télédétection). Lambert lui attribue autour de 22 km de diamètre après une étude zonéographique du métamorphisme de choc; mais il n'exclut pas qu'elle pourrait être sensiblement plus large (25-26 km?).

L'originalité de cet astroblème réside dans son niveau d'érosion : il est toujours proche de l'ancien plancher du cratère, préservant au plus 60 m d'impactites allochtones, ou dégageant un socle granito-gneissique disloqué, transformé en brèches autochtones passant en profondeur à des formations fracturées. Cette situation privilégiée permet d'y étudier toute la gamme du métamorphisme de choc, aussi bien dans les impactites que dans leur substratum, ainsi que le comportement en profondeur des failles liées à l'impact..

Les brèches allochtones sont polyolithologiques ("brèches polymictes"). Les plus abondantes ne contiennent pas de verre (type Rochechouart), et reposent toujours directement sur le plancher du cratère. Les brèches contenant du verre ("suévites" au sens large) reposent sur les précédentes, ou directement sur le plancher. Celles qui accusent le plus fort taux de fusion (type Babaudus) sont localisées au centre de la structure. La disposition de ces impactites à l'intérieur d'une ellipse de 13 km de grand axe, sur un plancher quasiment plan, suggère fortement qu'il s'agit du **bassin central d'un cratère complexe de type "peak ring"** - c'est à dire sans piton central. Dans cette interprétation, Rochechouart est une structure très comparable à celle du Ries, de même dimension, mais à un niveau d'érosion beaucoup plus profond (fig.2). Le Ries est âgé de 15 Ma, alors que Rochechouart, d'après les dernières datations, aurait 214 Ma +/- 8 Ma (Norien supérieur).

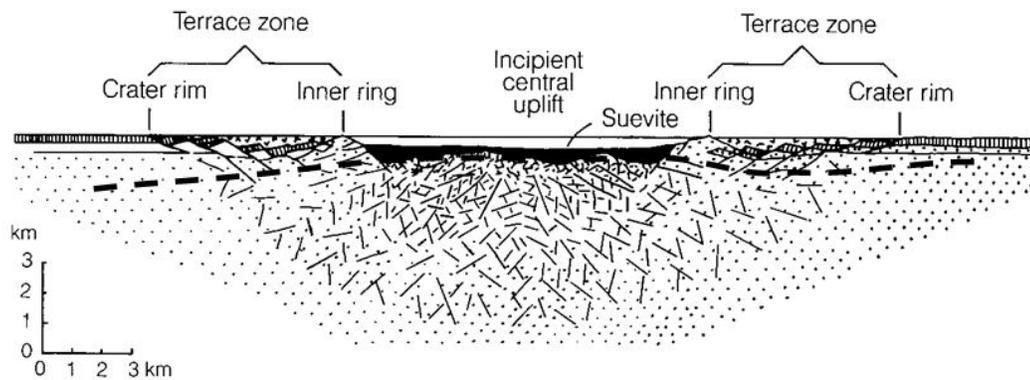


Fig.2. Coupe géologique du cratère du Ries (Allemagne), basée sur la géophysique et les forages. Exemple de cratère jeune à peak ring rempli d'impactites (*in* Melosh, 1989). Trait tireté: niveau d'érosion du cratère de Rochechouart dans l'interprétation "peak ring"

On sait que la zone externe des grands cratères complexes est caractérisée par des terrasses concentriques, formées par l'élargissement du cratère transitoire (*transient crater*). La morphologie des cratères extraterrestres ou des cratères terrestres bien conservés suggère que ces glissements gravitaires centripètes se font le long de failles listriques, synchrones du soulèvement de la zone centrale -qu'il s'agisse d'un piton central ou d'un *peak ring*. Le comportement en profondeur de ces systèmes de failles était mal connu. Grâce à son niveau d'érosion privilégié et à la présence de grandes carrières, Rochechouart a bien contribué à éclairer ce problème.

La difficulté était de reconnaître dans le socle les failles antérieures à l'impact - ou éventuellement postérieures - de celles qui lui sont liées. C'est la présence de *pseudotachylites* qui a permis la distinction. Dans la célèbre carrière de Champagnac, on en trouve localement le long de failles normales à faible pendage comme un produit de fusion par friction : ceci suppose un glissement rapide en une seule fois (*superfault* de Spray). On trouve aussi des filonnets de *pseudotachylite* plus dispersés sur des failles subsidiaires, peut-être liés au passage de l'onde de choc. Les failles listriques se relient, dans cette partie profonde, à une zone de détachement gondolée, à pendage très faible (Fig.3).

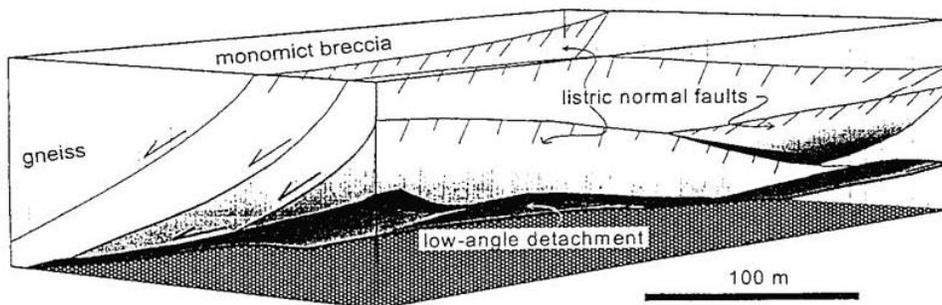


Fig.3. Rochechouart. Interprétation géométrique et cinématique de la zone de failles de la carrière Champagnac (bloc-modèle simplifié). Le détachement basal est une faille normale ondulée d'où partent des failles normales à pendage plus marqué - failles listriques pouvant être accompagnées de *pseudotachylites* (d'après Kenkmann and Ivanov, 1999).

A partir des observations de terrain et d'un modèle numérique, une interprétation géologique a été proposée (Fig.4). Les auteurs concluent que de tels systèmes de failles ne peuvent se produire dans un contexte tectonique "normal". Cela suppose des roches à basse cohésion et à coefficient de friction réduit; cet état rhéologique transitoire suivant le passage de l'onde de choc serait dû à une *fluidisation acoustique* - une notion introduite par

Melosh dès 1979, reprise dans son livre classique (Melosh, 1989) et approfondie depuis par plusieurs théoriciens et expérimentateurs.

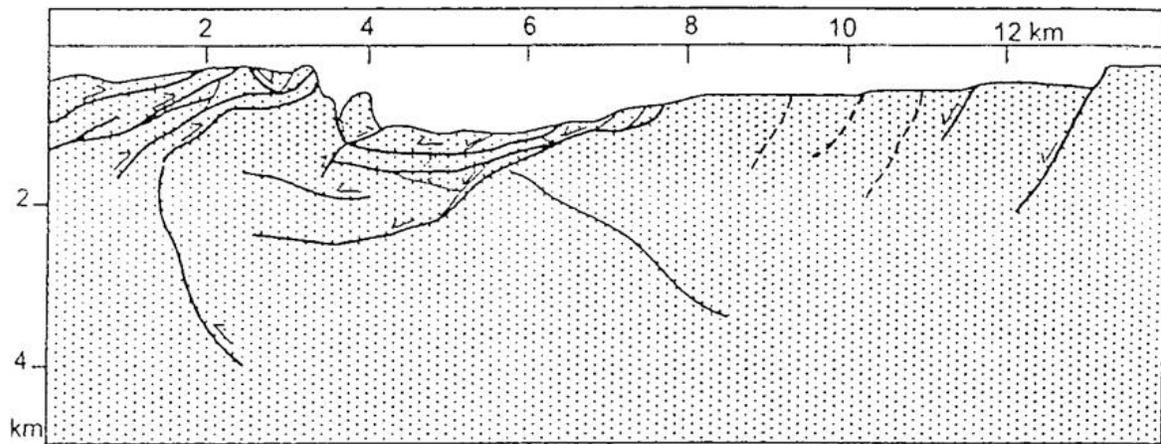


Fig.4. Rochechouart. Distribution et cinématique des failles d'après un modèle numérique, en accord avec les observations de terrain (d'après Kenkmann and Ivanov, 1999). Le charriage de la zone interne sur sa couronne est dû surtout au collapse du piton central (*cf* figure 1).

Le rebroussement passif des panneaux glissés, voire leur renversement, par le soulèvement de la zone centrale (fig.4) est une des caractéristiques connues des cratères complexes. Avant que la structure du Vredefort (Afrique du Sud) ne soit reconnue comme un astroblème géant, un telle disposition (fig.5) avait été à l'origine d'une longue controverse. Il est en effet difficile d'expliquer cette tectonique particulière, quasi-instantanée, par un mécanisme d'origine interne. De plus, on imagine mal un mécanisme lent à l'origine de *super faults* capables de produire des pseudotachylites.

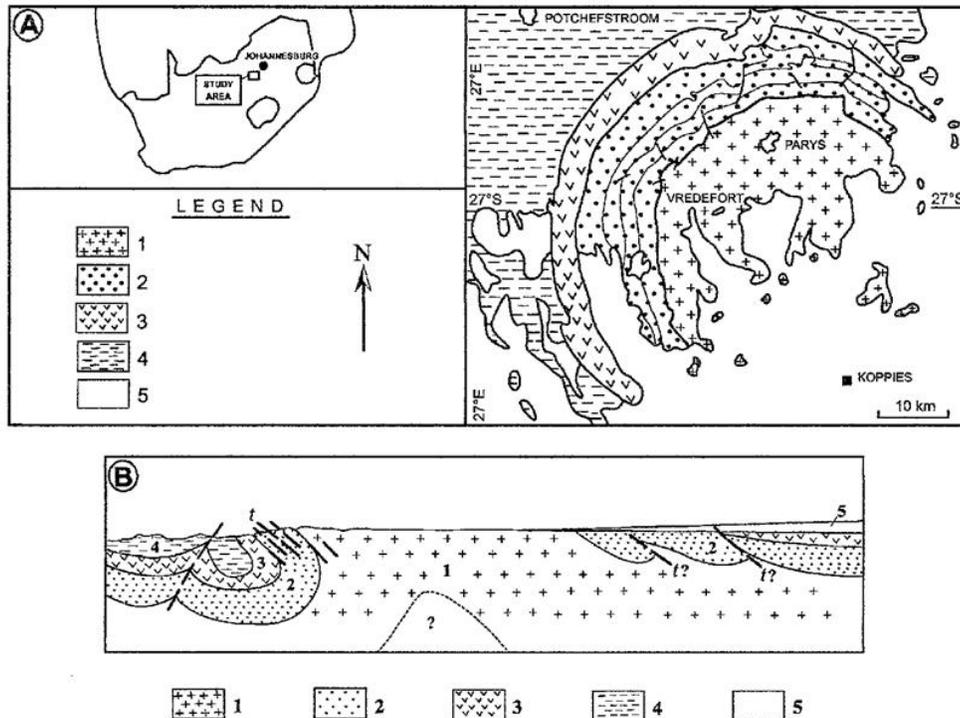


Fig.5. Croquis géologique du Vredefort Dome. (A) 1-socle archéen; 2-système du Witwatersrand; 3-système du Ventersdorp; 4-système du Transvaal; 5-Karoo
 (B) Coupe NO-SE, mêmes figurés (d'après Du Toit, 1954). A l'époque, le Vredefort n'était pas reconnu comme un astroblème; l'interprétation de la partie SE de la coupe, masquée par le Karoo, s'est avérée inexacte. Noter la ressemblance avec le Lévézou (cf. figure 6).

Cette spécificité de la tectonique d'impact devrait permettre de la reconnaître même dans des astroblèmes très anciens ayant perdu les critères de reconnaissance habituels. L'exemple suivant en est probablement une illustration.

La structure du Lévézou

Le dôme du Lévézou (DL) est formé d'un cœur gneissique migmatitique entouré d'une "ceinture basique" circulaire. Celle-ci est rebroussée au contact du cœur, jusqu'à être verticale à l'ouest, et déversée au nord (Fig.6 et 7A). Cette déformation spectaculaire est postérieure aux mouvements tangentiels et au métamorphisme principal. Elle implique un soulèvement vertical et une compression horizontale centrifuge *tardifs*. Il a été démontré qu'il ne s'agit pas d'un dôme thermique (Delor et al, 1989), mais c'est néanmoins *un dôme au sens structural*. Des bassins stéphaniens discontinus encerclent le dôme central et sa couronne. Cette structure, unique en France, avait été expliquée par différents mécanismes d'origine interne, dont aucun n'était vraiment convaincant. Par analogie structurale avec l'astroblème du Vredefort, il a été suggéré que le DL pouvait être la partie centrale soulevée d'un astroblème d'environ 50 km de diamètre avec sa dépression périphérique (Vincent, 2001).

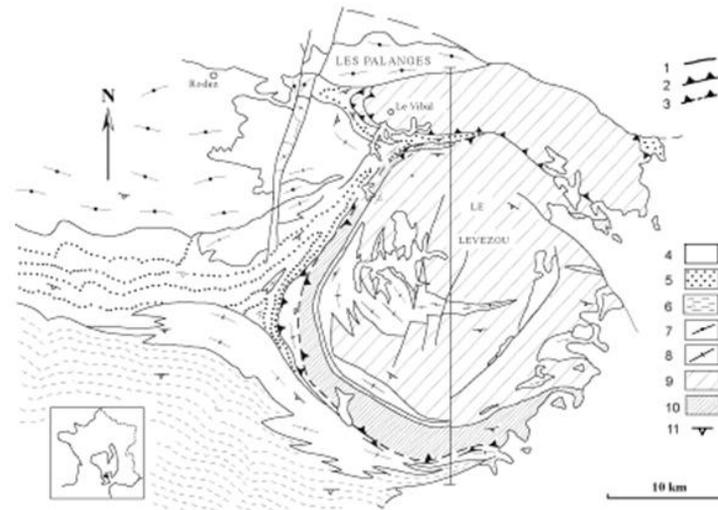


Fig.6. Schéma structural du massif du Lézou (d'après Burg et al., 1986, légèrement simplifié).

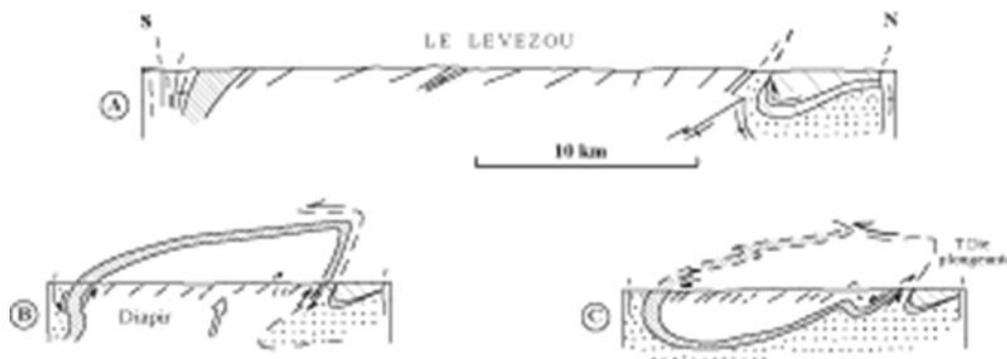


Fig.7. (A) Coupe N-S (*cf* figure 6); (B) Solution diapir; (C) solution tête plongeante (d'après Delor et al., 1989).

Il est bien établi maintenant que dans les grands astroblèmes le soulèvement central non seulement rebrousse sa couronne ou même la chevauche partiellement, mais qu'il peut produire des plis dissymétriques au-delà de la couronne. Ces plissements sont classiques au Vredfort. Des plis de ce type et une schistosité tardive associée sont connus aussi à l'ouest du Lézou (fig.8 et 9)

Le *bilan* des mouvements verticaux du dôme central d'un astroblème est positif, mais il résulte d'un important *uplift* suivi d'un *collapse* moins important, mouvements qui pourraient se répéter plusieurs fois pour certains auteurs. Cette alternance rend assez ambiguës les résultats des études macro ou microtectoniques sur le sens du mouvement (le dernier mouvement d'une telle succession ayant toute chance d'être négatif). Au Lézou, de telles études ayant montré que le mouvement du cœur par rapport à sa couronne était négatif, il en avait été conclu que la zone centrale n'était pas un dôme (Fig. 7C). Dans l'interprétation proposée ici, il ne s'agirait en fait que du *dernier des mouvements dont le bilan reste largement positif*.

Depuis la note de 2001, de nouvelles données sont venues renforcer l'hypothèse météoritique, sans toutefois apporter d'arguments définitifs, pour le moment...

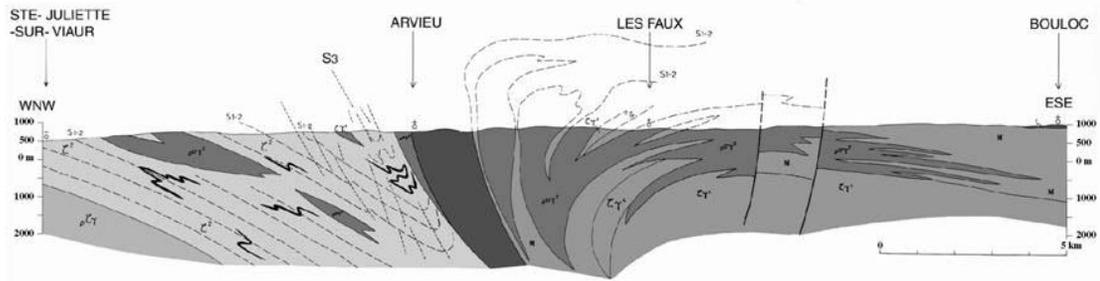


Fig. 8. Coupe du flanc ouest du DL (d'après Burg et al., 1989, simplifié). A l'est d'Arvieu, ceinture basique (en noir) puis cœur de la structure. A l'ouest, la synforme dissymétrique affectant les métapélites (en gris clair) et les orthogneiss type Pinet (en gris foncé) ainsi que la schistosité S3, sont liées à la surrection du dôme au cours de la phase 3.

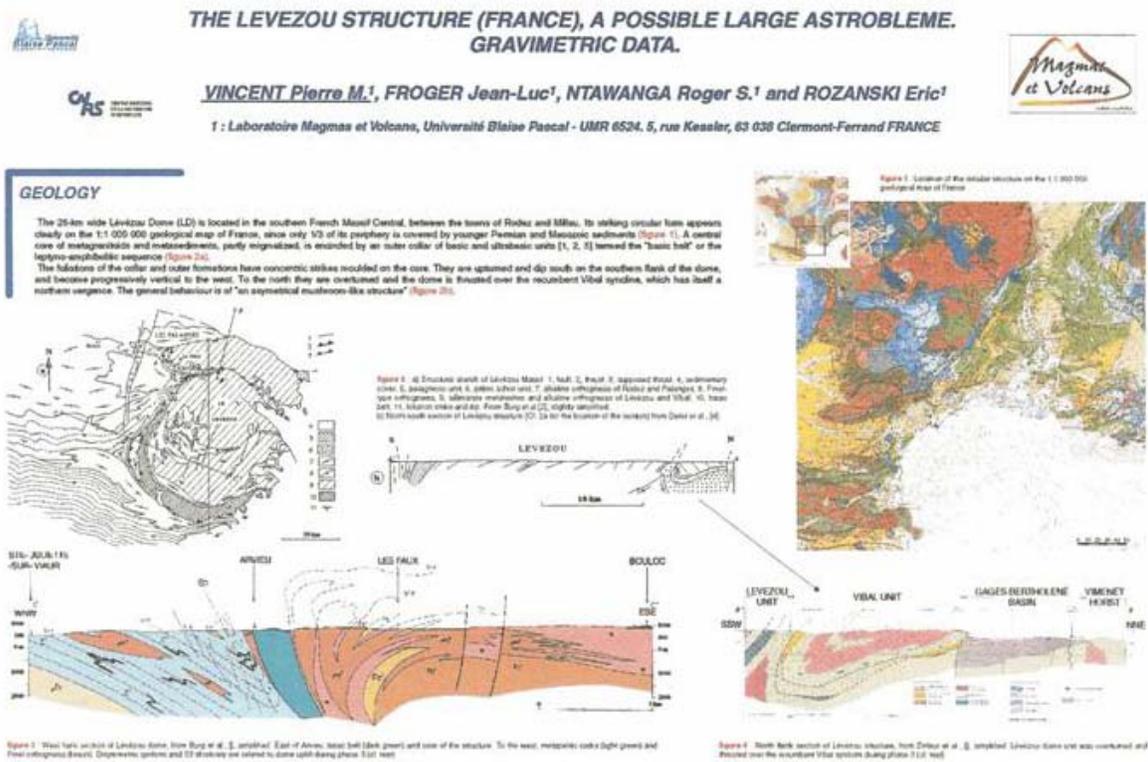


Fig.9. Coupe du flanc nord du DL (d'après Defaut et al., 1990, simplifié). Le DL a été déversé et charrié sur la synforme du Vibal au cours de la phase 3. (figurés comme sur fig. 8, plus PT=Permo-Carbonifère, recouvert par des formations du Secondaire).

Les pseudotachylites. Une donnée importante est la découverte de *pseudotachylites*, en filonnets millimétriques à centimétriques. On les trouve en plusieurs points au sud de la couronne, dans le granite porphyroïde orthogneissique du Pinet ou dans son faciès de bordure à grain fin. On sait que la disposition des lames de granite du Pinet parallèlement à la couronne du dôme est liée à la surrection de celui-ci. Il en est de même des contacts anormaux signalés sur la carte géologique de Réquista (et qui se poursuivent sur celle de

Salles-Curan), interprétés comme "des glissements différentiels, couche sur couche, sans discontinuité lithologique appréciable" (Demay, 1935). Les pseudotachylites se trouvent près de ces discontinuités, et il est raisonnable de penser qu'elles sont liées, elles aussi, à la tectonique d'impact. Comme il a été dit à propos de Rochechouart, l'association de failles incurvées et de pseudotachylites est caractéristique de cette tectonique particulière. Aucune pseudotachylite n'a d'ailleurs été signalée jusqu'ici à l'extérieur de la structure du Lévézou. D'autres sites à pseudotachylites sont maintenant recherchés le long des discontinuités qui se suivent tout au long de la bordure externe visible de la couronne du dôme.

Quartz choqués. Jusqu'ici, il n'a pas été trouvé de quartz présentant des structures planaires de déformation (PDFs) indiscutables en microscopie optique. Les minéraux ont le plus souvent été recristallisés ou ont subi un recuit thermique. Dans des conditions semblables au Vredefort, il a été montré que seuls les PDFs des quartz orientés dans le plan basal (0001) peuvent être préservés (Leroux *et al.*, 1994). Ce sont des macles du Brésil, reconnaissables au MET. Une étude est en cours sur des lames présentant des "fantômes" avec des trainées de bulles parallèles suivant plusieurs directions - un type de lame mince qui n'a pas été observé en dehors de la structure.

Pour conclure, on peut dire que dans l'état actuel des recherches il y a de fortes présomptions en faveur de l'hypothèse *astroblème* pour la structure du Lévézou, qui autorisent à la classer parmi les *astroblèmes probables*. La structure du Lévézou pose le problème des astroblèmes très érodés qui n'ont pas préservé les critères exigés actuellement pour être classés comme tels. Les recherches structurales en cours dans différents pays sur des astroblèmes certains laissent entrevoir la possibilité de définir des critères d'impact univoques basés uniquement sur leur spécificité tectonique.

Le "Clot" de Cabrerolles

Connu sous l'appellation "le Clot", ce petit cratère est situé dans l'Hérault, à 1,5 km au sud du village de Cabrerolles, 5 km à l'OSO de Faugères. Il mesure 220 m de diamètre pour une profondeur de 50 m. Sa forme est circulaire, avec des parois abruptes et un fond plat planté de vigne (Fig.10). Il est creusé dans les grès et schistes du Viséen supérieur, ce qui semble exclure la possibilité d'une origine karstique. C'est pourquoi Gèze et Cailleux (1950) avaient suggéré qu'il pouvait s'agir d'un cratère d'impact météoritique. L'argument principal reste qu'on imagine mal dans ce contexte d'autre mécanisme capable de produire un tel cratère. Cela avait suffi à son inscription sur l'inventaire international des cratères d'impact, avant d'en être exclu en 1977, les critères d'inscription étant devenus plus rigoureux... Les quelques recherches effectuées depuis n'ont pas permis de trouver des arguments en faveur de l'hypothèse de l'impact. Les shatter cones signalés un temps se sont révélés ne pas en être, et aucun quartz choqué n'a été trouvé à ce jour sous le microscope. Sur un cratère aussi frais, donc aussi jeune, on ne peut invoquer l'érosion qui aurait fait disparaître les traces d'un métamorphisme d'impact. Cependant, compte tenu de la modestie de la taille du cratère, il est probable que l'énergie dégagée aurait été insuffisante pour qu'il se manifeste.



Fig.10. Le Clot, dans le "Domaine du Météore" de Cabrerolles, en 1991. Photographie de S. Courbaleix (BRGM) reproduite avec son aimable autorisation.

Dans un cratère d'impact simple, même de petite taille, les rebords sont normalement plus ou moins rebroussés, ce qui n'est pas le cas des cavités d'effondrement. Mais ici, ce rebord a été modifié pour la culture de la vigne pratiquée depuis très longtemps : le terrain a été aplani, et les déblais rejetés dans le cratère.

En 1991, un sondage à la tarière d'une vingtaine de mètres a été effectué par le BRGM dans le fond du cratère avec l'idée d'y trouver des formations sédimentaires susceptibles de fournir des informations climatiques. Il est resté dans des dépôts détritiques avant d'atteindre ce qui a été interprété comme étant le socle (Serge Courbaleix, BRGM, communication orale). Si c'est bien le cas, l'hypothèse météoritique perd beaucoup de sa crédibilité, au profit d'une origine karstique profonde : les calcaires dévoniens, qui affleurent 1 km au nord du Clot, doivent se trouver à quelques centaines de mètres sous celui-ci. En attendant d'improbables données nouvelles, ce mystérieux cratère reste classé en *cratère d'impact possible*. Par sa beauté et sa fraîcheur, il vaut néanmoins le détour (de même que l'honnête vin de Faugères du "Domaine du Météore" dans lequel le Clot est inclus).

Gèze et Cailleux ont signalé aussi d'autres dépressions fermées de plus petite taille aux alentours de Faugères. Trois d'entre elles posent les mêmes problèmes qu'à Cabrerolles, étant situées dans des terrains identiques. Deux autres, dans le même alignement mais plus au nord, sont dans les calcaires dévoniens, rendant possible pour eux une origine karstique, et plus crédible pour les autres une origine karstique profonde.

On peut se poser la question : pourquoi parler d'impactisme dans une publication de volcanologie? En fait, les relations entre volcanologues et "impactologues" sont anciennes, les analogies entre cratères volcaniques et cratères météoritiques ayant été à l'origine de bien des controverses. La plus célèbre concerne les cratères lunaires, qui ne s'est éteinte qu'avec l'exploration spatiale au profit de l'impactisme dans la plupart des cas - alors que le volcanisme avait plutôt la cote depuis Galilée. Sur notre planète, il allait de soi qu'un cratère contenant des brèches avec des fragments ou une matrice vitreuse était volcanique. Si les brèches n'en contenaient pas, on invoquait une éruption gazeuse, ou "cryptovolcanique". Les grands astroblèmes érodés ont

aussi des analogies de forme avec les ring-structures sub-volcaniques. (Fig. 11 et 12) Encore aujourd'hui, il arrive qu'on ne sache pas si l'étude d'une structure relève de l'une ou de l'autre discipline. Il est donc intéressant qu'elles ne s'ignorent pas. D'ailleurs, les volcanologues ont en commun avec les impactologues d'avoir su assez tôt que les grandes catastrophes naturelles - historiques et surtout pré-historiques - ont marqué l'évolution géologique et biologique de notre planète, et qu'elles continueront à le faire. La sentence de D. Ager (1981) leur trotte aussi souvent dans la tête: <<*The history of any part of the Earth, like the life of a soldier, consists of long periods of boredom and short periods of terror*>>.



Fig.11. Astroblème de Tin Bider, Algérie.

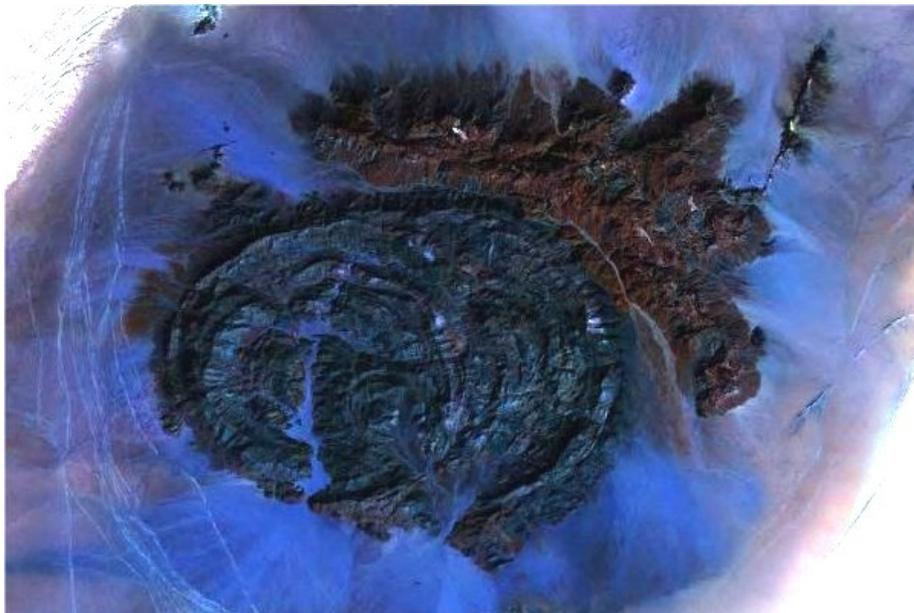


Fig. 12. Ring structure sub-volcanique d'Arkenu, Libye.

BIBLIOGRAPHIE.

BURG J.P., DELOR C. ET LEYRELOUP A., 1986. Le massif du Lézou et les séries adjacentes du Rouergue Oriental. Nouvelles données pétrographiques et structurales. Bull. BRGM. Ser.2: Géologie de la France, 3, 229-72.

BURG J.P., LEYRELOUP A.F., DELOR C., TEYSSIER C., 1989. Carte géologique de France (1/50 000), feuille Salles-Curan. Notice explicative par DELOR et al.

CHEVREMONT P. et FLOCH J.P., 1996. Carte géologique de France (1/50 000), feuille Rochechouart.

DEFAUT J.P., BURG J.P., LEYRELOUP A.F., ROMNEY F., FUCHS Y., ALABOUVETTE B., LEFAVRAIS-RAYMOND A., 1990. Carte géologique de France (1/50 000), feuille Séverac-le Château.

DEMAY A., 1935. Sur les relations des schistes sériciteux des Cévennes méridionales et du Rouergue et du Massif granito-gneissique du Ségala et du Lézou. Bull.Soc.Géol.Fr.,5,(5),pp. 3-18.

DU TOIT A.L., 1954. The Geology of South Africa, 3th edit. Oliver and Boyd

FRENCH B. M., 1998. Traces of Catastrophe: a handbook of shock-metamorphic effects in terrestrial meteorite impact structures. LPI contr. N°954, Lunar and Planetary Inst., Houston, 120 P.

GEZE B. et CAILLEUX A., 1950. Existence probable de cratères météoritiques à Cabrerolles et à Faugères (Hérault). C.R.A.S. 230, 1534-1536.

GUERANGE-LOZES J., BURG J.P., VINCHON C., DEFAUT C., ALABOUVETTE B., 1995. Carte géologique de France (1/50 000), feuille Réquista.

KENKMANN T. and IVANOV A., 1999. Low-angle faulting in the basement of complex impact craters: numerical modelling and field observations in the Rochechouart structure, France. Lunar and Planetary Science XXX

LEROUX H., REIMOLD W.U. et DOUKHAN J-C., 1994. A T.E.M. investigation of shock metamorphism in quartz from the Vredefort dome, South Africa. Tectonophysics 230, 223-239.

MELOSH H.J., 1989. Impact Cratering. A geologic Process. Oxford Monogr. Geol. Geophys. 11, 245 p

PAILLOU P. et al. 2004. Discovery of the largest impact crater field on Earth in the Gif Kebir region, Egypt. C.R.A.S.(A paraitre)

VINCENT P.M. 2001. Le dôme du Lézou fait-il partie d'un vaste astroblème d'âge Stéphanien? C.R.A.S 332, 331-338.

**Mesure en continu du radon sur le volcan Taal (Philippines)
et détection probable d'un signal précurseur
du séisme de novembre 1994 à Mindoro ($M_b = 7,1$)**

¹ P. Richon , ² J.C. Sabroux , ³ M. Halbwachs , ⁴ J. Vandemeulebrouck , ⁴ N. Poussielgue ,
J. Tabbagh⁵ et R. Punongbayan⁶



Mesure en continu du radon sur le volcan Taal (Philippines) et détection probable d'un signal précurseur du séisme de novembre 1994 à Mindoro ($M_b = 7,1$).

¹ P. Richon , ² J.C. Sabroux , ³ M. Halbwachs , ⁴ J. Vandemeulebrouck , ⁴ N. Poussielgue ,
⁵ J. Tabbagh et ⁶ R. Punongbayan

(1)Département Analyse Surveillance Environnement, Commissariat à l'Energie Atomique, BP12, 91680 Bruyères-le-Châtel, France. (2)Institut de Radioprotection et de Sûreté Nucléaire, BP68, 91192 Gif –sur-Yvette Cedex, France. (3)Université de Savoie, INRP, 73376 Le Bourget du Lac, France. (4)Université de Savoie, LGIT, UMR C 5559, CNRS, 73376 Chambéry, France. (5)UMR Sisyphe, Case 105, UPMC, 4 place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05, France. (6)Philippine Institute of Volcanology and Seismology, PHIVOLCS, Manila, The Philippines.

Corresponding author : richon@dase.bruyeres.cea.fr

Le radon (^{222}Rn), gaz radioactif naturel d'une période de 3,82 jours, issu du radium-226, lui-même descendant de l'uranium-238 (Fig. 2), est un traceur utilisé depuis de nombreuses années [Toutain et Baubron, 1999] sur des zones sismiques et volcaniques à des fins de surveillance et de prévision.



Figure 1. Le volcan Taal et son cratère central.

La réalité d'une relation directe entre phénomènes telluriques et signaux radon n'a jamais été clairement établie, mais plusieurs enregistrements d'anomalies ont été proposés dans la littérature, qui consolident cette hypothèse [Igarashi *et al.*, 1995 ; Trique *et al.*, 1999].

Nous avons mesuré un tel signal au début des années quatre vingt dix sur le volcan philippin Taal (Fig. 1 et 4), dans le cadre d'une collaboration scientifique établie avec le PHIVOLCS par le Centre International pour la Formation et les Echanges Géologiques (CIFEG).

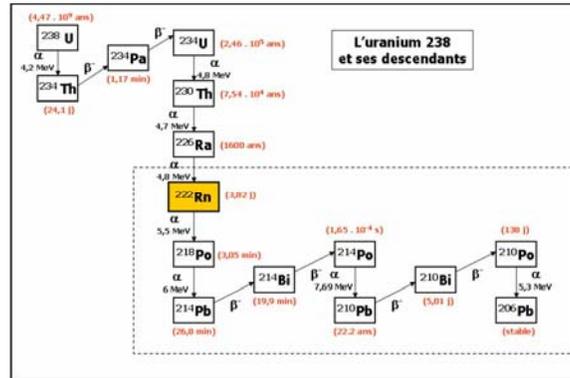


Figure 2. Famille radioactive naturelle de l'uranium-238 produisant le radon-222 et ses descendants.

La concentration en ^{222}Rn dans le sol a été mesurée sur le volcan Taal (île de Luzon) de juin 1993 à mars 1995 à l'aide d'une sonde radon (BARASOLTM) reliée à un émetteur ARGOS (*cf.* Fig. 3).

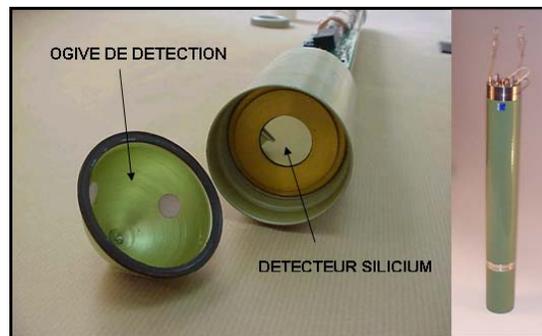


Figure 3. Sonde Barasol (**B**alise de mesure du **R**adon dans le **S**OL) et son ensemble de détection.

L'objectif premier de cette expérience était de valider, sur un site potentiellement actif, un système de surveillance continue de l'activité volumique radon dans un sol. Lors de cette période d'enregistrement, un séisme de forte magnitude ($M_b = 7,1$) s'est produit le 14 novembre 1994 à 48 km au sud du Taal, dans la région de Mindoro [PHIVOLCS, 1994], sur un segment de la faille dite de "Verde Island". Vingt deux jours avant le séisme, la sonde en fonctionnement sur le Taal a mesuré une anomalie radon sept fois supérieure au niveau moyen annuel. La concentration est ainsi passée d'un habituel $6\,000\text{ Bq.m}^{-3}$ jusqu'à $30\,000\text{ Bq.m}^{-3}$, et l'anomalie a été observée durant sept jours (Fig. 5 et 6). Malheureusement, dans la même période, le typhon *Teresa* a traversé les Philippines, provoquant une perturbation météoro-logique majeure pouvant être la cause principale de l'anomalie radon mesurée (Fig. 4 et 6).

C'est le passage d'*Angela*, un deuxième "super-typhon" un an plus tard (Fig. 4 et 7), qui a permis d'écarter de façon convaincante l'origine météorologique possible d'un signal radon présentant de profondes similitudes morphologiques avec le signal enregistré par des géochimistes japonais quelques jours avant le séisme de Kobe (Fig. 8). En effet, l'anomalie radon observée dans l'eau d'un puits dix jours avant le grand séisme ($M_b = 7,2$, distance épacentrale 35 km) du 17 janvier 1995 à Kobe (Japon) est singulièrement ressemblante à celle enregistrée dans le sol du volcan Taal. Pareille ressemblance suggère des mécanismes de genèse similaire pour chacune des deux anomalies, et ceci malgré des modalités de mesure du radon fort différentes.

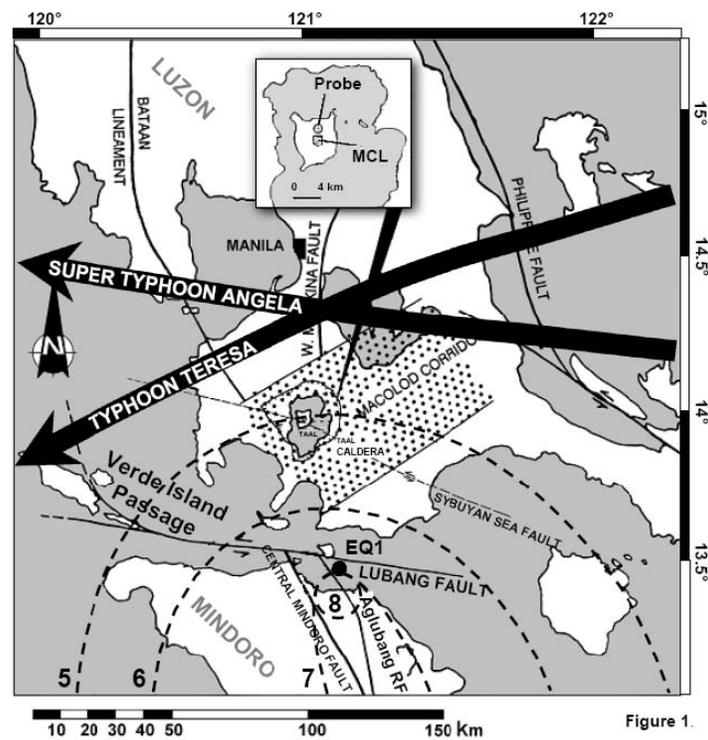


Figure 4. Localisation du volcan Taal, des failles de Lubang et d'Aglubang River, de l'épicentre du séisme de Mindoro (EQ1), et représentation des trajectoires des typhons Angela et Theresa [Etro et Bassi, 1994 & 1995]. La sonde radon a été implantée au nord du lac de cratère intérieur du volcan Taal (Main Crater Lake, ou MCL).

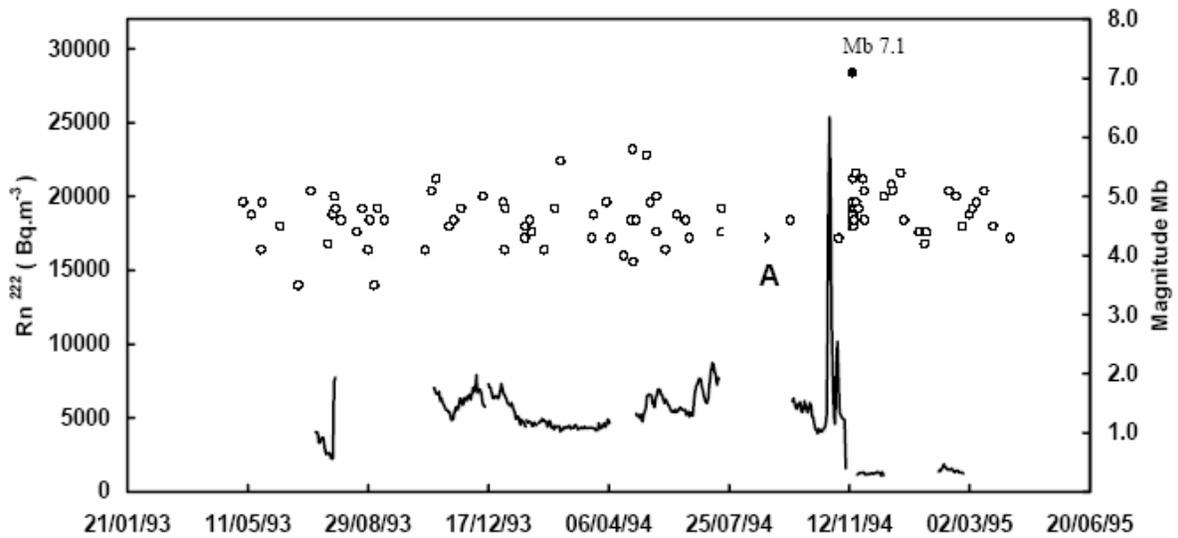


Figure 5. Enregistrement du radon dans le sol du volcan Taal de juillet 1993 à mars 1995 (moyenne journalière), et séismes survenus dans la région pendant la même période [PHIVOLCS, 1994].
 ○ séisme, — radon, ● séisme de Mindoro.

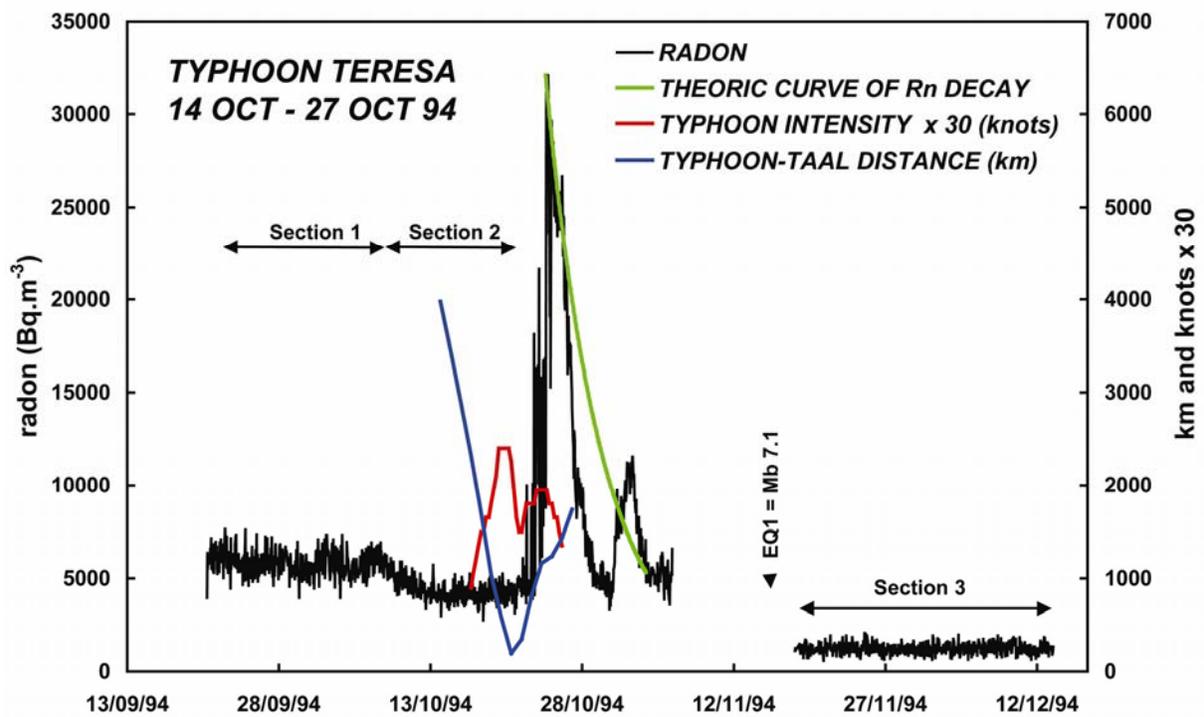


Figure 6. Zoom de l'anomalie radon (octobre 1994), intensité (kn) et distance (km) entre le volcan Taal et le typhon Teresa.

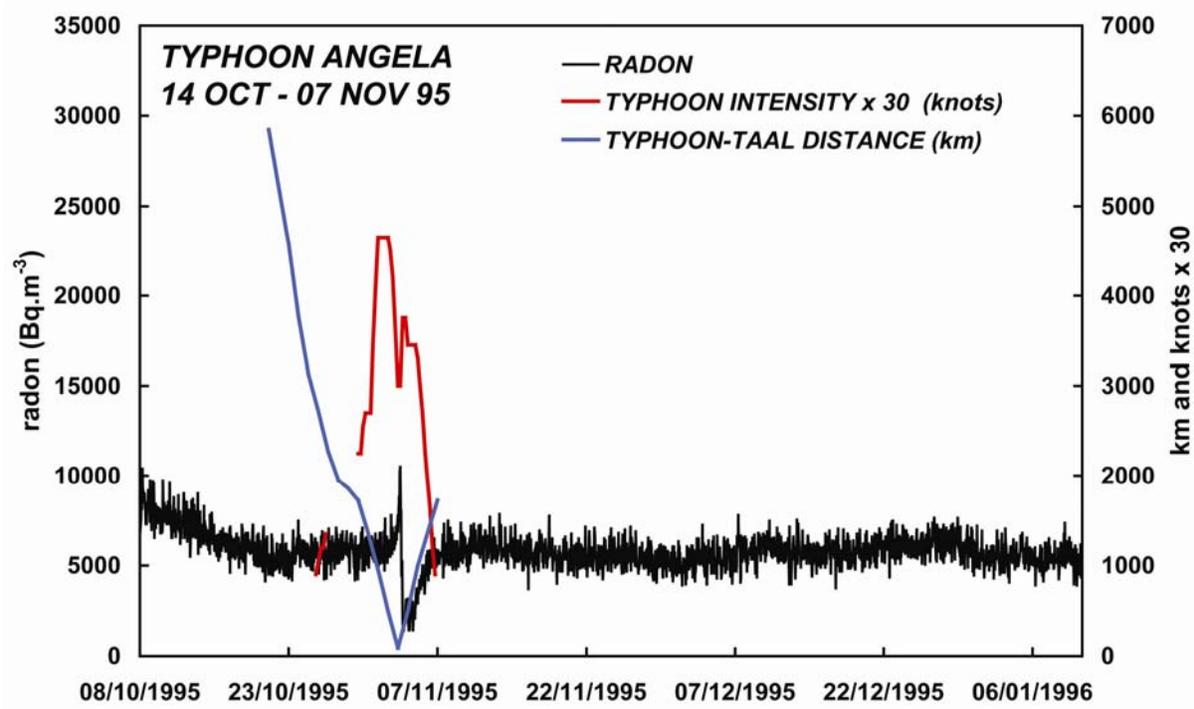


Figure 7. Anomalie radon provoquée par le "super-typhon" Angela (octobre 1995), et enregistrée par une autre sonde BARASOLTM sur le même volcan Taal.

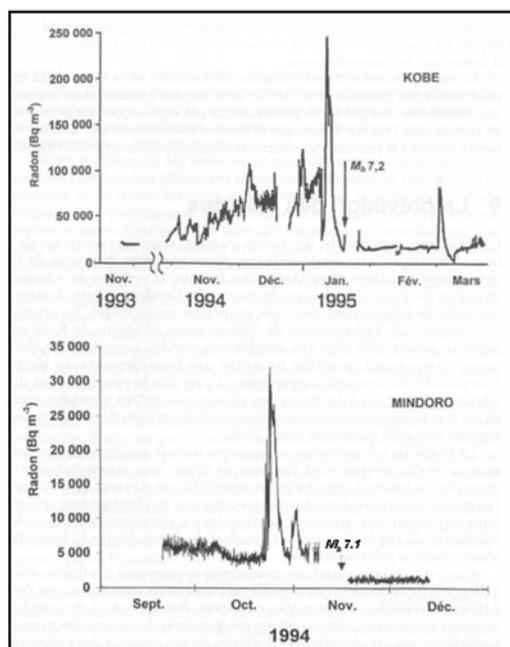


Figure 8. Anomalie radon observée dans l'eau d'un puits dix jours avant le grand séisme de Kobe [Igarashi et al., 1995].

Références.

- PHIVOLCS (Quick Response Teams), 1994. 15 November 1994 Mindoro Earthquake: Preliminary Report of Investigation. *Philippine Institute of Volcanology & Seismology*, Special Report N°2, 38 pp.
- Etro, F.J. and Bassi, J.P., 1994 & 1995. Annual Tropical Cyclone Reports. *Joint Typhoon Warning Center*, Guam, Mariana Islands.
- Igarashi, G., Saeki, S., Takahata, N. and Sumikawa, K., 1995. Ground-water radon anomaly before the Kobe earthquake in Japan. *Science*, 269: 60-61.
- Richon P., Sabroux J.C., Halbwegs, M., Vandemeulebrouck, J. and Poussielgue, N., 2003. Radon anomaly in the soil of Taal volcano, the Philippines: a likely precursor of the *M* 7.1 Mindoro earthquake (1994). *Geophys. Res. Lett.*, 30(9): 13-16.
- Trique, M., Richon, P., Perrier, F., Avouac, J.P. and Sabroux, J.C., 1999. Radon emanation and electric potential variations associated with transient deformation near reservoir lakes. *Nature*, 399: 137-141.
- Toutain, J.P. and Baubron, J.C., 1999. Gas geochemistry and seismotectonics: a review. *Tectonophysics*, 304: 1-27.

Le Volcanisme d'arc

Le 21 octobre 2004 à l'université d'Orléans

Le volcanisme actif d'arc est à l'origine de l'essentiel des risques volcaniques mondiaux et est représenté sur le territoire français par la Montagne Pelée et la Soufrière de Guadeloupe. De façon plus générale, le volcanisme d'arc est une expression majeure du magmatisme de la planète, de même qu'un agent essentiel pour l'apport de fluides et le développement de champs hydrothermaux, avec leurs implications géothermiques et métallogéniques. L'objectif de cette journée scientifique est de rassembler les différentes études sur le volcanisme d'arc et d'en montrer les nécessaires connexions au-delà des coupures thématiques ou disciplinaires :

- L'activité des volcans andésitiques et les aléas associés
- La pétrologie des magmas d'arc
- Les ressources associées au volcanisme d'arc : géothermie et métallogénie

Organisation locale: J.L. Bourdier: jean-louis.bourdier@univ-orleans.fr ; Tel: 33 (0)2 38 41 73 19

REUNION SPECIALISEE
DE LA SECTION DE VOLCANOLOGIE
DE LA SOCIETE GEOLOGIQUE DE FRANCE



*Le 21 OCTOBRE 2004
de 9h30 à 17h00*

Université d'Orléans



LE VOLCANISME D'ARC

Le volcanisme actif d'arc est à l'origine de l'essentiel des risques volcaniques mondiaux et est représenté sur le territoire français par la Montagne Pelée et la Soufrière de Guadeloupe. De façon plus générale, le volcanisme d'arc est une expression majeure du magmatisme de la planète, de même qu'un agent essentiel pour l'apport de fluides et le développement de champs hydrothermaux, avec leurs implications géothermiques et métallogéniques. L'objectif de cette journée scientifique est de rassembler les différentes études sur le volcanisme d'arc et d'en montrer les nécessaires connexions au-delà des coupures thématiques ou disciplinaires :

- ◆ *L'activité des volcans andésitiques et les aléas associés*
- ◆ *La pétrologie des magmas d'arc*
- ◆ *Les ressources associées au volcanisme d'arc: géothermie et métallogénie*

Contributions : Date limite : 30 SEPTEMBRE 2004

*Envoyer vos résumés en 2 pages Format Word PC (Times New Roman 12, simple interligne)
À la Section de Volcanologie avec copie à Géosciences marines.*

Jacques Zlotnicki: Tel 04 73 40 73 70; Email: jacques.zlotnicki@opgc.univ-bpclermont.fr

Evelyne Pradal: Tel 06 80 84 84 21; Email: pradaleve@club-internet.fr

Jean Louis Bourdier: Tel: 02 38 41 73 19; Email: jean.louis.Bourdier@univ-orleans.fr

TITRES DES COMMUNICATIONS

Ouverture de la réunion

A. Burgisser

Reconstruction de l'éruption de 2050 BP du Volcan Okmok, Iles Aléoutiennes (Alaska).

K.Kelfoun et T.H. Druitt

Détermination du comportement rhéologique par simulation numérique des avalanches de débris. Le cas du volcan Socompa au Chili.

Jean-Philippe Eissen, Jean-Luc Le Pennec, Pablo Samanigo, Minard L Hall, Patricio Ramón, Alexander García, Patricia Mothes, Indira Molina & Hugo Yepes.

Deux éruptions contrastées en Equateur : Tungurahua (1999-2004Σ) et El Reventador (2002).

Lavigne F., Thouret J.-C.

La vidéo comme outil d'analyse des lahars. Applications aux volcans Semeru et Papandayan, Indonésie

Géraldine Hoffer, Jean-Philippe Eissen, Bernardo Beate, Erwan Bourdon, Patricio Zamora, Pablo Samanigo & Jo Cotten

Nouvelles données sur le volcanisme quaternaire sous-saturé de l'arrière-arc équatorien.

S. JEGO, M. POLVE, R. C. MAURY, H. BELLON, G. P. YUMUL JR. et J. COTTEN

Diversité géochimique des adakites: Un exemple de Nord Luzon (Philippines).

Lesne P., Pichavant M., Poussineau S.

Les conditions pré-éruptives d'un liquide basique de la Soufrière, Guadeloupe.

Poussineau S., Pichavant M., Bourdier J-L.

L'éruption de 1440AD de la Soufrière de Guadeloupe (Petites Antilles) : une détermination expérimentale des conditions pré-éruptives de la chambre magmatique andésitique.

Tuduri. J., Bourdier, J.L., Chauvet, A., Barbanson, L. Badra. L.

Precambrian ash-flow caldera and related hydrothermal deposits. Structural, mineralogical and volcano-magmatic constraintS from the Kelâa M'Gouna district, Eastern Anti-Atlas, Morocco.

E. Marcoux et D. Thieblemont

Les amas sulfurés sud-ibériques : un contexte d'arc volcanique ?

Reconstruction de l'Eruption de 2050 BP du Volcan Okmok, Iles Aléoutiennes (Alaska)

A. Burgisser

Institut des Sciences de la Terre d'Orléans, CNRS – Université d'Orléans,
1A rue de la Férollerie, 45071 Orléans; Burgisse@cnsr-orleans.fr

Le collapse de la caldera d'Okmok en 2050 ± 50 BP généra des pyroclastes qui se répandirent sur plus de 1000 km^2 sur l'île d'Umnak dans les Aléoutiennes (E.-U.). Des données géologiques et sédimentaires permettent de reconstruire le déroulement de cette éruption volcanique majeure. Ces indices contribuent également à évaluer l'impact de cette crise éruptive sur les populations humaines vivant alors sur Umnak.

L'éruption commença avec une colonne Plinienne qui déposa 50 cm de ponce rhyodacitiques sur des habitations humaines situées à la pointe nord de l'île d'Umnak, à 10 km du volcan. Un petit outil d'obsidienne trouvé au sein du dépôt ponceux suggère que les habitants étaient présents dans le village durant la première partie de l'éruption. Après un court répit, l'éruption entra dans une phase phréatomagmatique et éjecta 0.35 km^3 de cendres andésitiques. Sans transition, la caldera s'effondra, produisant le dépôt scoriacé Okmok II de 29 km^3 RDE qui clôtura la crise volcanique.

Le volumineux dépôt Okmok II est composé d'un faciès massif mal trié qui remplit creux et vallées et d'un faciès stratifié avec litage planaire et entrecroisé qui recouvre collines et hauts plateaux. Les évidences géologiques et sédimentaires suggèrent qu'Okmok II est le produit d'un seul courant pyroclastique de densité séparé en une base hautement concentrée surmonté d'un nuage dilué. Alors que la base dense du courant déposa le faciès massif, la partie diluée se sédimenta préférentiellement sur les hauteurs comme dépôt stratifié. La distribution spatiale des dépôts suggère que le courant pyroclastique s'écoula autour de la caldera de façon axisymétrique, se heurtant à des barrières topographiques au sud est et atteignant les rives d'Umnak dans les autres directions. Dans les deux cas, le courant se découpla : à l'entrée en mer, où la partie dense du courant plongea dans l'océan et la partie diluée se propagea sur l'eau, atteignant l'île d'Unalaska, 8 km à l'est d'Umnak. Au sud est, de petites montagnes causèrent un arrêt brusque de la partie dense et la transformation de la partie diluée en un nuage ascensionnel.

Un modèle cinématique a permis de montrer comment le découplage du courant pyroclastique fut déclenché par l'entrée en mer et la rencontre d'obstacles topographiques. L'eau de mer absorba la partie dense du courant et les lithiques transportés par le nuage dilué sans toutefois ralentir la coulée pyroclastique. Les barrières topographiques ont décéléralé notablement les deux parties découplées et favorisé leur sédimentation par blocage partiel ou complet. Le nuage dilué, délesté, réduisit drastiquement sa distance de propagation en s'élevant verticalement dû à sa soudaine perte de densité.

DETERMINATION DU COMPORTEMENT RHEOLOGIQUE PAR SIMULATION NUMERIQUE DES AVALANCHES DE DEBRIS. LE CAS DU VOLCAN SOCOMPA AU CHILI

K.Kelfoun et T.H. Druitt

Laboratoire Magmas et Volcans, Université Blaise Pascal & CNRS
5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand, France

Les avalanches de débris sont fréquentes en domaine volcanique et la compréhension de leur dynamique est essentielle à la prévision des risques. Nous avons étudié la mise en place de l'avalanche de Socompa, au Chili, dont l'exceptionnelle préservation permet d'analyser les structures et les morphologies de l'avalanche. Celles-ci nous permettent d'appréhender, à partir de simulations numériques, le comportement rhéologique des avalanches de débris.

L'avalanche de débris de Socompa s'est mise en place il y a 7500 ans, suite à un effondrement sectoriel de 36 km³. 25 km³ de roches se sont largement étalés en laissant une fine couche de roches fragmentées de quelques mètres à dizaines de mètres d'épaisseur. L'avalanche était essentiellement sèche lors de sa mise en place.

La modélisation de la mise en place de l'avalanche a été effectuée en utilisant les équations de conservation de la masse et de la quantité de mouvement, moyennées verticalement (approche type St Venant).

Nous montrons que les modèles rhéologiques à friction constante, habituellement utilisés, ne permettent de reproduire ni l'extension de l'avalanche de débris, ni les épaisseurs et les structures de surface. Avec ces modèles, l'angle de frottement basal doit être très faible pour que les simulations atteignent la limite nord de l'avalanche (inférieur à 2°). Un tel comportement empêche l'avalanche de se déposer sur des pentes dépassant les 2° et ne permet pas la préservation des structures observées. L'utilisation d'un angle de friction interne, même élevé (par ex : 30°), ne change pas significativement ces conclusions.

En revanche, nous avons obtenu des résultats très proches des dépôts naturels en considérant que le frottement basal est constant, de l'ordre de 50 à 75 kPa (et ne dépend ni de la vitesse, ni l'épaisseur de l'avalanche). Non seulement l'extension des simulations est très semblable à celle des dépôts naturels mais nous reproduisons et expliquons les grandes structures de l'avalanche. Le modèle explique en particulier la formation de l'escarpement médian et de la zone frontale par un retour de masse sur plus de 10 km (Figure 1).

Nous ne comprenons pas encore très bien comment expliquer que le frottement basal soit apparemment constant, mais nos résultats rejoignent les conclusions de travaux antérieurs menés sur un grand nombre d'avalanches de débris (par ex : Dade and Huppert, 1998, Geology).

DEUX ERUPTIONS CONTRASTEES EN EQUATEUR : TUNGURAHUA (1999-2004...) ET EL REVENTADOR (2002-2003)

Jean-Philippe Eissen¹, Jean-Luc Le Pennec²⁺³, Pablo Samanigo³, Minard L Hall³, Patricio Ramón³,
Alexander García³, Patricia Mothes³, Indira Molina³ & Hugo Yepes³

¹IRD, UR 163, LMV, Clermont-Ferrand (Jean-Philippe.Eissen@ird.fr)

²IRD, UR 163, Quito, Equateur (Jean-Luc.Le.Pennec@ird.fr)

³EPN-Depart. Geofísico, Quito, Equateur (Pablo.Samaniego@ird.fr)

Entre l'éruption du Guagua Pichincha (1999-2001), l'éruption du Reventador (2002-2003), l'éruption du Tungurahua qui a débuté en septembre 1999 et se poursuit aujourd'hui et les signes de réveil possible des volcans englacés Cotopaxi et Cayambe, l'Equateur est, depuis quelques années, la zone volcanique la plus active des Andes. Bien que toutes ces éruptions aient lieu dans un contexte géodynamique similaire, elles présentent des styles et des intensités fort contrastées comme dans les deux exemples présentés ci-dessous.

L'éruption du **Reventador** : 3 novembre 2002 – fin janvier 2003 – VEI 4

Le Reventador est un volcan actif, principalement andésitique, de la Cordillera Real (arc central) de l'Equateur. Sa morphologie est marquée par une spectaculaire caldera d'avalanche ouverte vers l'Est en direction du Río Quijos. Entré en éruption au moins 16 fois depuis 1541, ces éruptions furent caractérisées par des retombées de cendres modérées, l'émission de coulées de laves, et parfois par des petites coulées pyroclastiques et quelques coulées de débris (lahars).

L'éruption du 3 novembre 2002 est arrivée sans activité prémonitoire et a eu un impact socio-économique important. À l'exception d'un seul séisme de magnitude 4 un mois avant l'éruption, aucune activité sismique n'a été enregistrée jusqu'à dimanche matin 3 novembre, 02H00 du matin heure locale. Après 7 heures de trémor sismique, la phase paroxysmale de l'éruption a débuté brutalement le dimanche matin 3 novembre, à 09H12 heure locale, avec l'émission d'une colonne soutenue qui a atteint environ 17 km d'altitude (soit 15 km au-dessus du sommet du volcan). Dans les heures qui ont suivies, plusieurs coulées pyroclastiques successives ont atteint la vallée du Río Quijos, soit environ 9 km depuis le cratère. En début d'après-midi, des cendres fines sont retombées vers l'ouest, dans la vallée inter-andine (15 mm vers Cayambe à ~25 km du cratère, 1 mm à Quito à ~60 km), puis vers l'est sur l'Amazonie équatorienne. Après cette spectaculaire mais brève phase paroxysmale, l'activité du Reventador a été principalement marquée par l'émission de 2 coulées de laves successives qui n'ont pas dépassé les limites de la



Front de la principale coulée pyroclastique du 3 nov. 2002

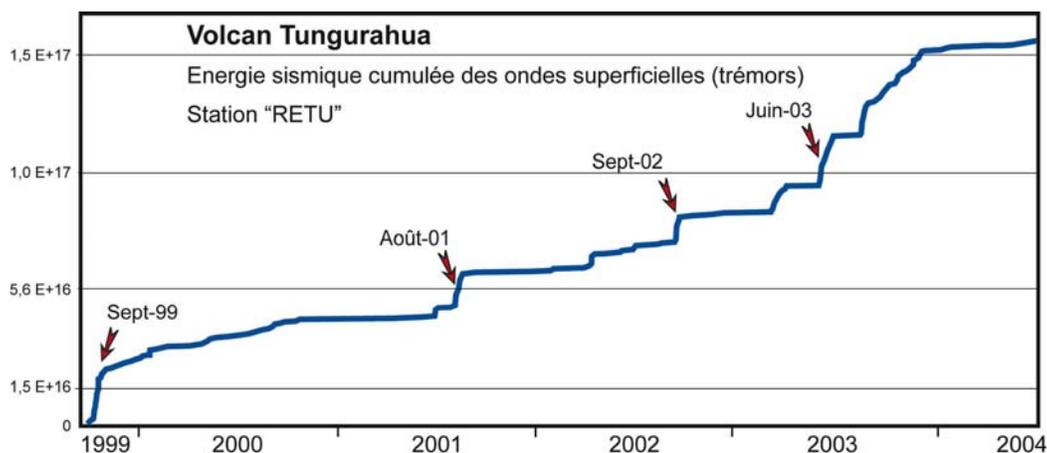
caldéra, puis par une activité laharique qui s'est poursuivie pendant plusieurs mois, bien après la fin de l'éruption sensu-stricto.

L'impact économique a été conséquent avec, 1) au pied du volcan, des dommages affectant les deux oléoducs et la seule route reliant la Sierra à l'Orient et ses champs pétroliers, 2) à l'ouest du volcan des destructions agricoles importantes et, 3) à Quito, la fermeture de l'aéroport international pendant 10 jours, des écoles et de certaines entreprises pendant plusieurs jours. Pendant plusieurs mois, le trafic routier et les oléoducs sont aussi restés affectés par des coulées de débris qui dévalaient de la caldéra à chaque forte pluie.

Cet événement montre que, pour un volcan dont la composition chimique des magmas est relativement modérée en silice (56-58 % SiO_2) mais riche en gaz, la remontée du magma peut être extrêmement rapide et presque sans aucun signe prémonitoire.

L'éruption du Tungurahua : 3 oct. 1999, éruption se poursuivant aujourd'hui (oct. 2004) – VEI 2

Le strato-volcan Tungurahua est un des colosses équatoriens le plus régulièrement actif avec en moyenne une éruption par siècle depuis 3000 ans, avec en particulier 4 éruptions historiques de VEI 3 à 4 ; 1640, 1773, 1886, 1916-1918 (Le Pennec et col., travaux en cours). Après 80 ans d'inactivité, puis près d'une année d'activité sismique progressivement croissante, ce volcan est rentré une nouvelle fois en éruption début octobre 1999. Son réveil entraîna l'évacuation pendant plus de 2 mois des 15 000 habitants de la petite ville de Baños située à son pied, une partie du territoire occupé aujourd'hui par cette ville ayant été historiquement affectée par 3 fois par des coulées pyroclastiques.



Cela fait maintenant 5 années que le Tungurahua alterne des périodes d'activité strombolienne / vulcanienne plus ou moins violentes avec des périodes de calme presque total. Lors des périodes de forte activité (août 2001, sept. 2002, juin 2003, sept.-déc. 2003), il disperse d'abondante quantité de cendres principalement vers l'Ouest, en fonction des vents troposphériques dominants, ce qui affecte profondément l'économie de cette région principalement agricole. À ce jour, aucune coulée pyroclastique n'a été générée. Par contre, lors de chaque période pluvieuse, des petits lahars descendent les fortes pentes du cône, endommageant régulièrement le réseau routier. Le volcan est surveillé en permanence à partir d'un observatoire distant d'une quinzaine de km du sommet, mais néanmoins situé sur des dépôts pyroclastiques de l'éruption de 1640. La composition des cendres émises lors des différents épisodes violents est andésitique et assez homogène (roche totale 57-59 % SiO_2). Mais l'analyse de fragments individuels de verre juvénile de ces différents épisodes révèle la présence d'une faible proportion de magma plus différencié, montrant que le magma a le temps de légèrement évoluer pendant les brèves périodes de quiescence. On peut noter que les événements historiques les plus violents (e.g. 1640) sont associés à l'émission de magma montrant macroscopiquement de spectaculaires figures de mélange magmatique entre une phase andésitique et une phase dacitique, en particulier dans les blocs juvéniles des coulées pyroclastiques.

Même si le Tungurahua semble être un peu plus calme depuis quelques mois, rien ne permet à ce jour de penser qu'il s'est à nouveau assoupi. Il pourrait parfaitement clore son activité soit explosivement par

l'émission d'une coulée pyroclastique, soit effusivement par l'émission d'une coulée de lave comme il l'a déjà fait par le passé.

Il est donc probable que le système sud correspond à un locus volcanique secondaire. Le modèle proposé correspond à une mise en place le long de fractures sur l'arc flexural résultant de la formation des édifices de la ligne nord (Figure 2). Dans un tel modèle, la longueur d'onde flexurale et, en conséquence, l'espacement entre les deux lignes volcaniques, doit diminuer avec la réduction de la rigidité de la plaque. La réduction dans l'épaisseur élastique de 5 km à moins de 2 km de l'ouest vers l'est permet donc d'expliquer la réduction de l'écartement entre les deux lignes volcaniques. Ces résultats montrent que la lithosphère exerce un contrôle majeur sur la distribution du volcanisme hors axe, notamment pour les plaques jeunes et que l'emplacement de reliefs hors axe ne correspond pas nécessairement à des canaux sub-lithosphériques.

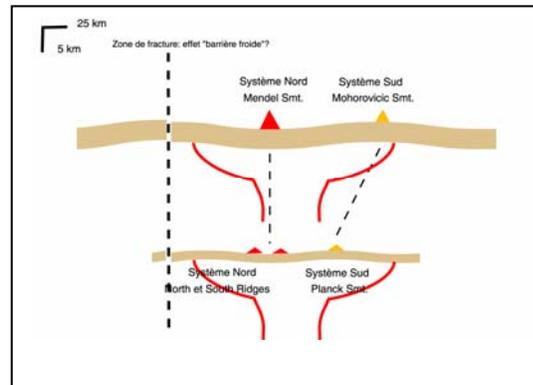
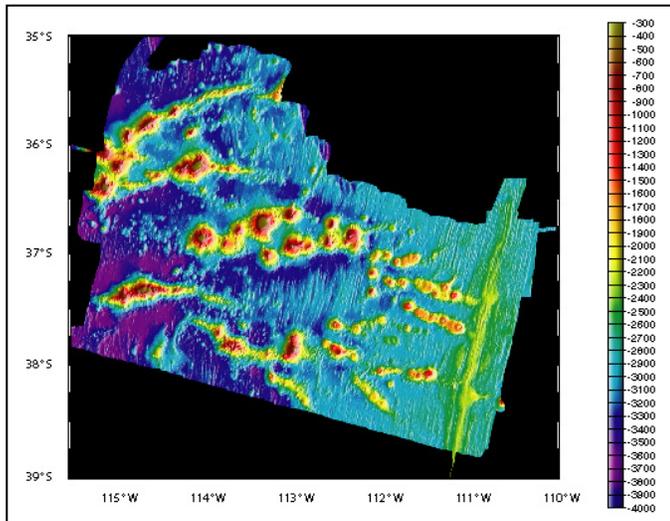


Figure 1

Figure 2

La structure crustale et la morphologie de l'axe de la PAR au voisinage de la chaîne de la Fondation, ainsi que la composition chimique des laves qui y ont été échantillonnées sont fortement influencées par le point chaud. Le segment sous l'influence du panache est plus élevé que les segments voisins. La zone axiale est également plus large, témoin d'un apport magmatique important. La croûte s'épaissit de plus d'un kilomètre, ce qui est significatif pour une dorsale à taux rapide. En outre, l'épaississement crustal est également observé pour le flanc est de la dorsale, ce qui démontre que l'influence du point chaud à l'axe existe depuis au moins 1.0 Ma. Une réduction dans le volume cumulé des édifices volcaniques hors axe à partir d'un âge de mise en place de 2 Ma a été observée. Cette réduction du volume de magma extrudé hors axe peut traduire la capture par la dorsale du matériel produit par le panache à cette époque. En termes de composition chimique, aucune valeur caractéristique de N-MORB n'est observée à l'axe à la latitude du point chaud, signe de l'enrichissement des sources par le panache. Les basaltes axiaux les plus enrichis ont été échantillonnés au voisinage des rides volcaniques du Système Nord. Cependant, l'influence à l'axe du panache est relativement faible ce qui, compte tenu de sa proximité, suggère que la dynamique de l'interaction entre un point chaud et une dorsale est moins efficace dans le cas où une dorsale à taux rapide se rapproche d'un point chaud à une vitesse élevée.

De même, la chimie des volcans de la zone d'interaction situés hors axe montre que le matériel issu du panache s'est mélangé avec le manteau supérieur de façon fortement non-linéaire. Il apparaît que, dans le cas d'une dorsale qui se rapproche d'un point chaud, le voisinage de deux zones chaudes génère une zone de fusion assez large, dans laquelle les processus de mélange entre les deux sources sont complexes. Le modèle de flux sub-lithosphérique linéaire sous forme de canal étroit ne semble donc pas s'appliquer au cas où la dorsale s'approche rapidement du point chaud.

LA VIDEO COMME OUTIL D'ANALYSE DES LAHARS : APPLICATIONS AUX VOLCANS SEMERU ET PAPANDAYAN, INDONESIE

Lavigne F.¹, Thouret J.-C.²

¹ Laboratoire de Géographie physique, UMR 8591 CNRS, 1 place Aristide Briand, 92190 Meudon, France.

² Laboratoire Magma et Volcans, UMR 6524 CNRS et Université Blaise-Pascal, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand.

Problématique

Depuis les années 1980, des progrès substantiels ont été réalisés dans la connaissance des lahars, grâce à la multiplication des observations de terrain dans un premier temps (Mont St-Helens, 1980 ; Nevado del Ruiz, 1985), puis développement de la métrologie, notamment grâce aux nouvelles techniques instrumentales visant à détecter le passage et mesurer le débit des lahars à l'Unzen, au Pinatubo ou au Merapi. A l'heure actuelle, l'essentiel des travaux sur la rhéologie des coulées de débris, volcaniques ou non, repose sur la modélisation analogique sur rampe expérimentale (Iverson, 1997, 2003 ; Major, 1999, 2000), hydraulique ou mathématique (Berzi & Mambretti, 2003 ; Itoh et al., 2003 ; Liu & Huang, 2003 ; Savage & Iverson, 2003 ; Takahama et al., 2003). Cependant, les modèles présentés ont rarement été conciliés avec des observations directes et des mesures sur le terrain, qui sont réalisées par des équipes et des laboratoires différents. Par conséquent, la dynamique et la rhéologie des coulées de débris demeurent encore mal connues, ce qui rend hasardeuse toute tentative de zonage de l'aléa.

Des théories et expérimentations récentes ont montré que la pression interstitielle joue un rôle clé dans la dynamique des coulées de débris (Iverson, 1997). La répartition de la pression interstitielle est principalement contrôlée par la distribution granulométrique et le granoclassement des matériaux transportés, les blocs les plus gros étant repoussés en surface, sur les marges et au front des coulées de débris. Bien que ce processus ait été observé depuis plusieurs décennies sur le terrain, il reste difficile à modéliser, en particulier par le manque de données quantitatives sur la taille et la distribution des blocs transportés, ainsi que sur la répartition des vitesses et des débits solides à l'intérieur des écoulements. En particulier, le rôle des gros blocs, de taille pluridécimétrique, est rarement pris en compte dans les expériences en laboratoire ou dans les analyses granulométriques des dépôts, qui se limitent généralement à la fraction 6 Ø. Enfin, l'utilisation des sismographes ou des géophones pour la détection des gros blocs contenus dans les lahars reste encore expérimentale (Lavigne & Thouret, 2003).

Objectifs et méthodes

Depuis une vingtaine d'années, la vidéo a été utilisée principalement comme outil de détection des lahars dans un but préventif (Suwa & Sumaryono, 1996), au même titre que les géophones ou les sismographes qui offrent pourtant de nombreuses possibilités en recherche fondamentale (Lavigne et al., 2000). Quelques chercheurs ont toutefois su tirer profit de cet outil pour mieux décrire les lahars (Pierson, 1985) et, plus rarement, pour des analyses quantitatives sur les blocs transportés (Suwa, 1988 ; Suwa & Yamakoshi, 1999 ; Ikeda et Hara, 2003).

Dans le but de mieux lier les observations de terrain aux modèles théoriques, nous avons choisi d'utiliser la vidéo pour déterminer les paramètres servant à modéliser les lahars. Nous avons ainsi étudié les caractéristiques hydrodynamiques de trois lahars de type coulées de débris que nous avons filmés au Semeru

(Java Ouest) en janvier 2002 (Fig. 1) et à la suite de l'éruption de novembre 2002 du Papandayan (Java Ouest).

Des mesures topographiques fines des chenaux par télémètre laser (*Laser Technology Inc.*), avec une précision décimétrique, ont d'abord permis de réaliser un MNT précis du chenal (résolution de 0.50 m) avant le passage des lahars au Semeru. Les films de chaque écoulement ont ensuite fait l'objet d'une analyse détaillée image par image. Le lahar était divisé en trois bandes de largeur égale, afin d'examiner les variations latérales de vitesse et de débit.

La vitesse en surface de chaque lahar fut calculée en comptant le nombre d'images nécessaire à un marqueur flottant (bloc ou bois) pour traverser la section visible sur l'image, équivalente à une distance de 5 m sur le terrain. Sachant que la caméra enregistre 25 images par seconde, la vitesse de surface est obtenue par l'équation suivante :

$$V_s = 5 / (N / 25) \quad (1)$$

où V_s est la vitesse instantanée en surface (m/s) et N est le nombre d'images.

Le débit moyen de chaque bande fut ensuite calculé et moyenné sur une minute, selon l'équation suivante :

$$Q = W \times D \times 4/5 \cdot (V_s) \quad (2)$$

où W est la largeur du lahar (m), D est la profondeur (m) et V_s est la vitesse en surface (m/s). Compte tenu de la faible rugosité du chenal après le passage du front, la vitesse moyenne des lahars était supposée représenter les 4/5 de la vitesse de surface. La somme des débits de chaque bande donne le débit moyen du lahar par minute.

Pour les trois lahars étudiés, nous avons enfin analysé la répartition temporelle et spatiale des plus gros blocs transportés (1 m de diamètre au Semeru et 0,5 m au Papandayan). Afin de compléter les mesures, des prélèvements de sédiments pendant l'écoulement du lahar du Papandayan ont fourni des informations supplémentaires sur la viscosité de l'écoulement à un intervalle de 10 minutes. Au Semeru, où cette manipulation s'est avérée trop dangereuse, une étude détaillée des dépôts de lahar a permis de comparer leurs propriétés physiques aux caractéristiques hydrodynamiques des lahars en mouvement.

Principaux résultats

Le Tableau 1 représente les caractéristiques hydrodynamiques des lahars obtenues par analyse d'image vidéo. Trois types d'écoulement analysés ont montré de grandes différences de volume et de débit. Nous avons pu évaluer le volume total de sédiments transportés, le nombre de gros blocs mobilisés par événement et les modalités de transport de ces blocs. Des corrélations ont été montrées entre le débit des coulées de débris, cohésives ou non, et le nombre de blocs transportés (Fig. 2a,c et 3a,c). Au Papandayan, la forte concentration de fines (tableau 1) pendant toute la durée du lahar permet encore le déplacement de blocs > 50 cm lors de débits < 2 m³/s (Fig. 2c). Au contraire, la dilution progressive de l'écoulement hyperconcentré au Semeru explique la disparition des blocs (Fig. 2b) et le faible coefficient de corrélation de la Fig. 3b.

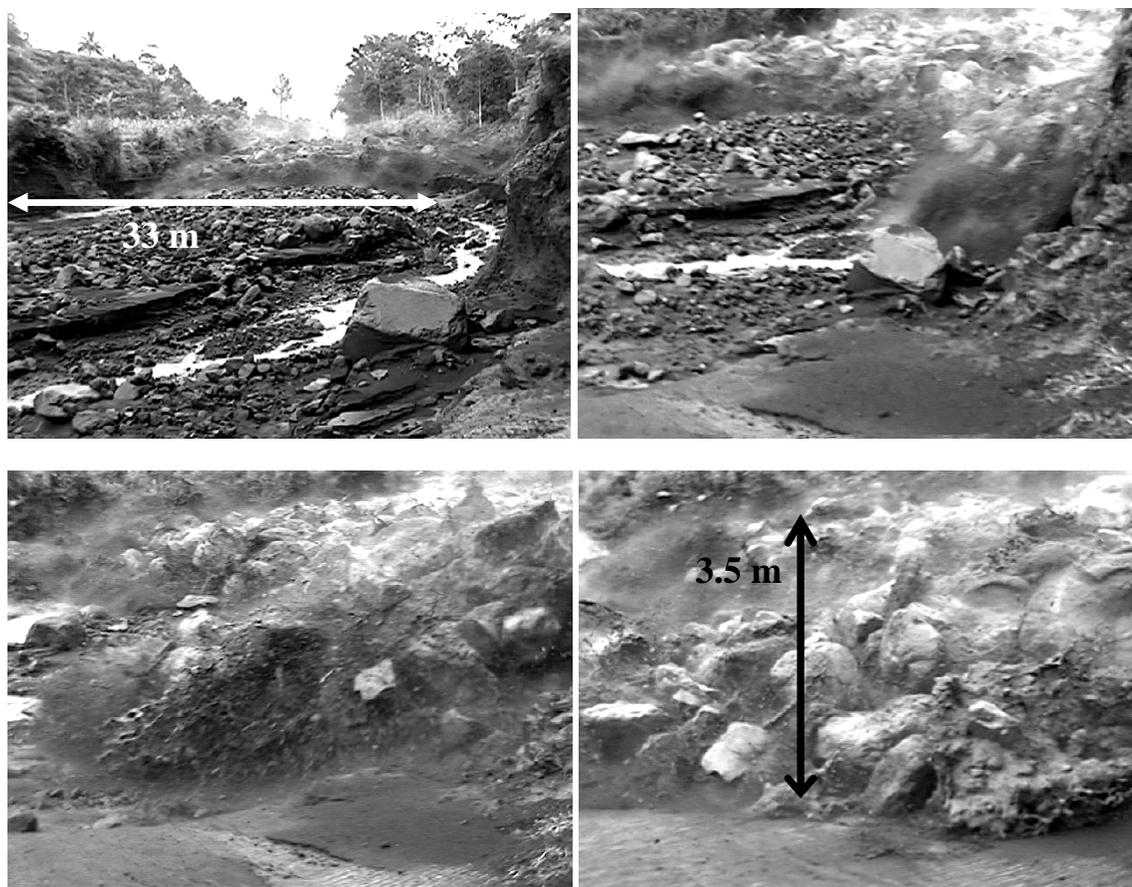


Fig. 1. Progression du front de la coulée de débris non cohésive du 19/01/02 dans la Curah Lengkong, Semeru (F. Lavigne)

Lieu	Semeru, Kali Lengkong	Semeru, Kali Lengkong	Papandayan, Kali Cibereum Gede
Date	19 janvier 2002	23 janvier 2002	24 novembre 2002
Type de lahar	Coulée de débris non cohésive	Ecoulement hyperconcentré	Coulée de débris cohésive
Heure de passage au site d'observation	13:58	11:01	13:26
Durée	1 h 30	> 1 h 30	4 h 30 min
Profondeur maximum (m)	4,50	1,40	0,60
Vitesse instantanée du front (m/s)	5,7	3,2	?
Vitesse maximale en surface (m/s)	6,7	6	3,5
Pointe de débit instantané (m ³ /s)	571	222	20
Volume total du lahar* (10 ³ m ³)	452	644	15,6
Volume total des sédiments * (10 ³ m ³)	1213	268	5
Concentration sédimentaire moyenne de la matrice (g/l)	?	?	850 - 950
Proportion de limons et argiles (%)	< 10	< 10	36
Nombre de blocs*	1035 en 74 min.**	323 en 90 min.**	2333 en 1h ***
Proportion de blocs flottés (%)	21	3	0
Proportion de blocs transportés en saltation ou roulés (%)	79	97	100

* nombre minimum ** (blocs > 1 m de diamètre) *** (blocs > 0,5 m de diamètre)

Tableau 1. Caractéristiques hydrodynamiques des lahars obtenues par analyse d'image vidéo

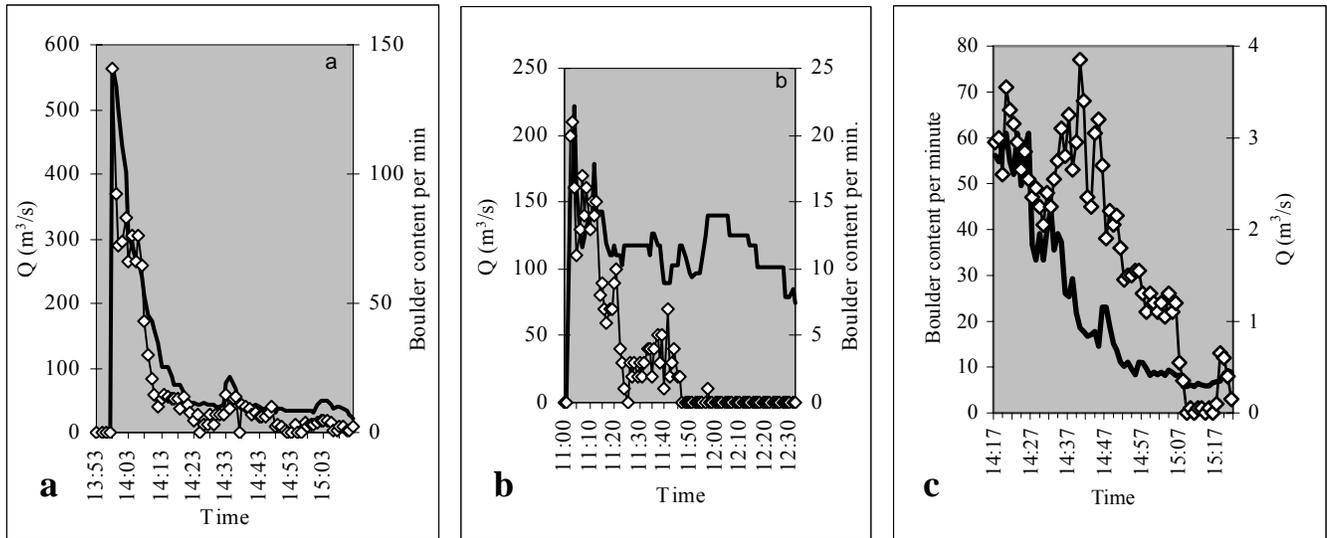


Fig. 2. Variations de débit (courbes noires) et nombre de gros blocs (carrés blancs).
 (a) coulée de débris non cohésive du 19/01/02 (Semeru). (b) écoulement hyperconcentré du 23/01/02 (Semeru). (c) coulée de débris cohésive du 24/11/02 (Papandayan)

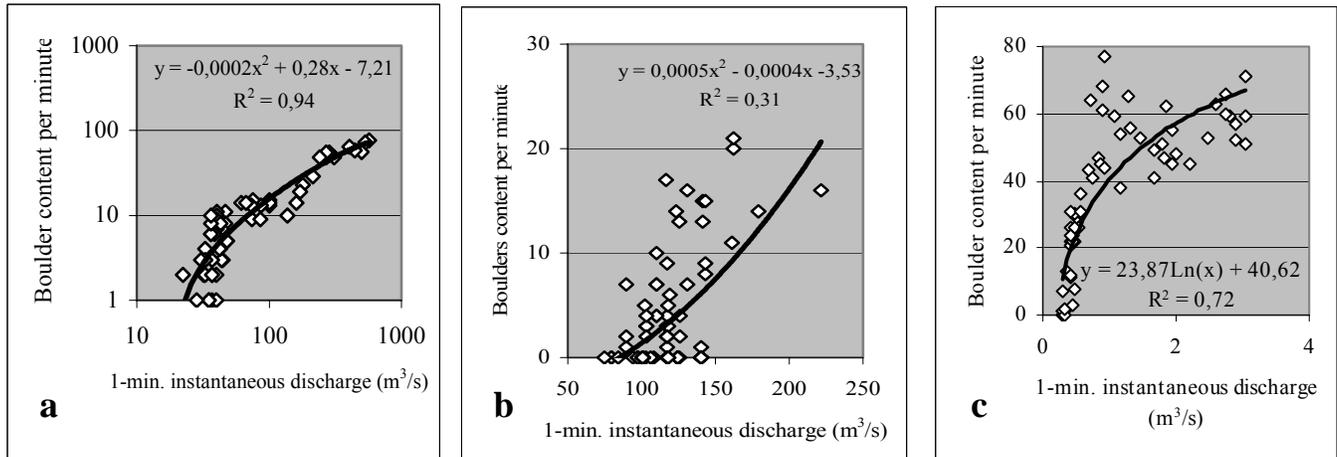


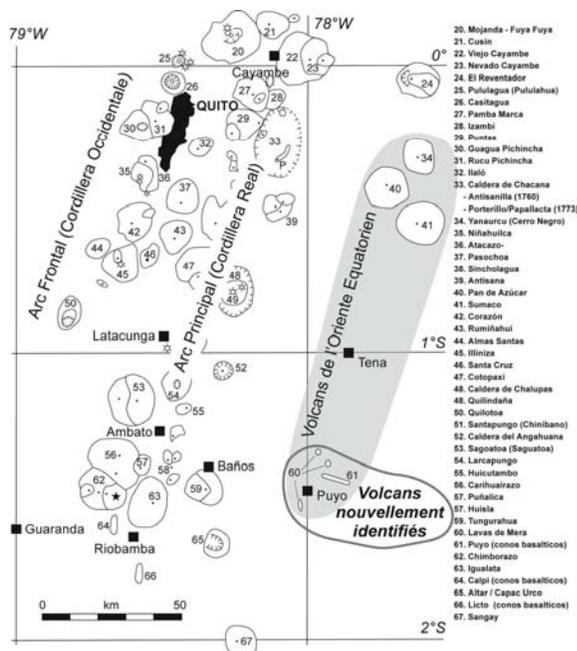
Fig. 3. Corrélation entre le débit et le nombre de gros blocs transportés par les lahars.
 (a) coulée de débris non cohésive du 19/01/02 (Semeru). (b) écoulement hyperconcentré du 23/01/02 (Semeru). (c) coulée de débris cohésive du 24/11/02 (Papandayan).

NOUVELLES DONNEES SUR LE VOLCANISME QUATERNAIRE SOUS-SATURE DE L'ARRIERE-ARC EQUATORIEN

Géraldine Hoffer¹, Jean-Philippe Eissen¹⁺², Bernardo Beate³, Erwan Bourdon⁴, Patricio Zamora⁵, Pablo Samanigo⁵ & Jo Cotten⁶

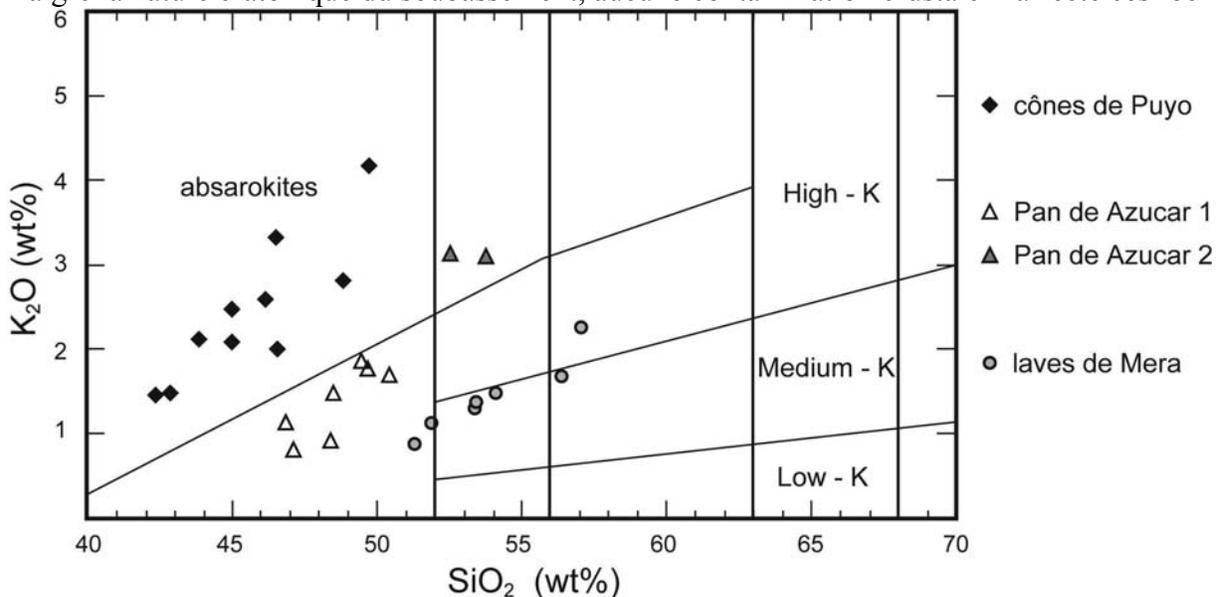
¹LMV, Univ. B. Pascal, Clermont-Ferrand, ²IRD UR 163, (eissen@ird.fr), ³EPN- Geología, Minas y Petróleos, Quito, Equateur, ⁴Royal Holloway Univ. de Londres, Egham, UK, ⁵EPN-Depart. Geofísico, Quito, Equateur, ⁶UMR "Géosciences Marines", Brest.

La marge active équatorienne est actuellement dans une situation géodynamique singulière avec l'entrée en subduction de la ride asismique de Carnegie depuis quelques millions d'années. Cette ride, moins dense que la plaque océanique de Nazca qui la porte, induit un changement dans le régime de la subduction sous la plaque sud-américaine. En effet, de part sa flotabilité accrue, cette croûte a du mal à s'enfoncer en suivant un pendage raide (environ 60°) tel qu'il est observé plus au Nord, sous la Colombie. Le pendage moins raide observé sous l'Equateur (environ 30-40°) ainsi que l'âge relativement récent de la ride (trace du point chaud des Galapagos) permettent la fusion de la croûte océanique sous l'avant arc et ainsi la production de magmas adakitiques. Toutefois, ces magmas adakitiques, riche en eau, sont extrêmement réactifs et n'arrivent d'exceptionnellement en surface. Par contre, lors de leur remontée vers la surface, ils réagissent avec les péridotites du coin du manteau, en produisant un métasomatisme silicaté, probablement hétérogène. C'est ainsi que les travaux menés par l'IRD depuis dix années en Equateur montrent dans les volcans de la Sierra équatorienne coexistent fréquemment des laves d'arc calco-alkalines et d'autres laves marquées par une empreinte adakitique plus ou moins forte, le caractère adakitiques étant particulièrement marqué au niveau de l'arc frontal, et s'estompant dans l'arc principal.



Les manifestations volcaniques de la province de l’Orient (Amazonie équatorien-ne) sont beaucoup moins fréquentes que dans la cordillère. Néanmoins, le strato-volcan Sumaco est connu pour son caractère “alcalin” et ses laves basaltiques sous-saturées (Colony, 1928; Barragan et al., 1998 ; Bourdon et al., 2003). Cependant, peu d’informations existent à ce jour sur ses voisins du Sumaco ; les strato-volcans Pan de Azucar et Yanaurcu. D’autres formations volcaniques ont par ailleurs été identifiées et échantillonnées récemment dans la région de la ville de Puyo, plus de 100 km au sud des volcans précédents. Il s’agit d’une part, d’un alignement d’une dizaine de cônes de scorie récents (sur une surface datée à 40 000 ansBP, Bes de Berc, 2003) et leurs coulées associées (les cônes de Puyo) et d’autre part, d’une série de coulées basaltiques massives qui affleurent ponctuel-lement autour de cette ville (les laves de Mera), mais dont le point d’émission est encore inconnu. L’étude de ces laves apporte des informations importantes pour comprendre la pétrogenèse complexe des magmas de l’arc équatorien.

Les trois séries étudiées (cônes de Puyo, laves de Mera et laves du Pan de Azuca) se composent de roches sous-saturées : absarokites et shoshonites ultra-potassiques, mais également des basaltes et des andésites basiques moyennement à fortement potassiques. Ces roches sont donc caractérisées par de fortes teneurs en K_2O (de 1 à 4.2 %), mais également en Nb (de 8 à 39 ppm) et lus généralement en tous les éléments incompatibles. Elles présentent également de fort rapports La / Yb (de 20.5 à 37,9), bien que les teneurs en terres rares soient en absolu supérieures à celles des volcans de l’arc principal. Leur minéralogie comprend oliv., clinopyr., oxyde Fe-Ti, apatite, \pm plagio., \pm opx, \pm haüyne, \pm phlog., \pm amph. Comme pour le Sumaco, ces laves ont des caractéristiques isotopiques peu radiogéniques $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.7041-0.7042) et $^{143}Nd/^{144}Nd$ (\sim 0.5128), des données similaires à celles des magmas les plus adakitiques de l’arc frontal équatorien. Malgré la nature cratonique du soubassement, aucune contamination crustale n’affecte ces roches.



La différence morphologique entre les 3 types d’édifices (petits cônes monogéniques, coulées de laves et grand stratovolcan) permet en partie d’expliquer les caractéristiques pétro-minéralogiques et géochimiques de ces séries. En effet, si la faible fusion partielle (1-2 %) d’une péridotite préalablement métasomatisée par des magmas adakitiques (résidu = oliv. + opx \pm phog.) permet d’expliquer l’origine des laves les plus primitives des différentes séries, l’évolution des magmas jusqu’en surface ce fait ensuite différemment. Ainsi, toute la série des cônes de Puyo et une partie des laves de Mera, peuvent simplement être reproduites par une augmentation du taux de fusion partielle. Les laves de Mera les plus évoluées nécessitent ensuite environ 30 % cristallisation fractionnée avec un cumulat à oliv., cpx, plagio, Ti-mag. et apatite. L’évolution des laves du Pan de Azucar, morphologiquement comparable à ces homologues de la Sierra, s’explique par un fractionnement d’environ 50 % avec un cumulat similaire de celui des laves de Mera. Toutes ces laves s’inscrivent dans un modèle général de pétrogenèse des magmas de l’arc équatorien et leur caractère riche en Nb les assimile aux basaltes riche en Nb décrits en contexte adakitique.

Références :

- Barragan R., Geist D., et al., 1998 — Subduction controls on the compositions of lavas from the Ecuadorian Andes. *Earth Planet Sci Let* 154:153-166.
- Bes de Berc S., 2003 – Tectonique de chevauchement, surrection et incision fluviale (exemple de la zone subandine équatorienne, haut-bassin amazonien), PhD thesis, Univ. Toulouse III, P. Sabatier, 224 pp.
- Bourdon E., Eissen J.-P., et al., 2003 — Magmatic response to early aseismic ridge subduction: the Ecuadorian margin case (South America). *Earth Planet Sci Let* 205:123-138.
- Colony R.J. & Sinclair J.H., 1928 – The lavas of the volcano Sumaco, eastern Ecuador, South America. *Amer. J. Sci.*, 94 :299-312.
- Hoffer G., 2004 - Caractéristiques pétro-géochimiques et origine des laves de l'Orienté équatorien : exemples des cônes de Puyo, des laves de Mera et du Pan de Azucar. Rap. DEA, UBP, Clermont-Ferrand, 50 pp.

DIVERSITE GEOCHIMIQUE DES ADAKITES: UN EXEMPLE DE NORD LUZON (PHILIPPINES)

SEBASTIEN JEGO¹, MIREILLE POLVE², RENE C. MAURY³, HERVE BELLON³, GRACIANO P. YUMUL JR.^{4,5} et JOSEPH COTTEN³

¹*Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO), 1A, rue de la Férollerie, 45071 Orléans, France*

²*UMR 5563 LMTG, Université Paul Sabatier, 38, rue des 36 Ponts, 31400 Toulouse, France*

³*UMR 6538 Domaines Océaniques, Université de Bretagne Occidentale, 6, avenue Le Gorgeu, C.S. 93837, 29238 Brest Cedex 3, France*

⁴*National Institute of Geological Sciences, University of the Philippines, Diliman, 1101 Quezon City, Philippines*

⁵*Philippine Council for Industry and Energy Research and Development-DOST, Gen. Santos Avenue, Bicutan, 1631 Taguig, Philippines*

Des roches magmatiques montrant des caractéristiques pétrologiques et géochimiques similaires à celles des produits de fusion expérimentaux de croûte océanique subduite sont connues depuis 15 ans à Nord Luzon, associées à des laves et des intrusifs calco-alcalins plus "typiques". Ces adakites de Nord Luzon ont été considérées comme résultant soit (1) de la fusion partielle de la croûte océanique subduite de la Mer de Chine Méridionale, (2) de la fusion partielle de la base basaltique de la croûte épaissie de l'arc, ou enfin (3) du fractionnement de magmas mafiques sous haute à moyenne pression permettant la séparation du grenat et/ou de l'amphibole.

Nous avons mesuré les compositions en éléments majeurs et traces (par ICP-AES et ICP-MS) de nombreuses adakites et roches calco-alcalines (non-adakitiques) de Nord Luzon. Seules, parmi cet échantillonnage, les adakites provenant de 2 dômes montrent des caractéristiques en éléments majeurs et traces compatibles avec une origine de type produit de fusion de croûte océanique plongeante (notamment un fort appauvrissement en HREE). Ces dômes surmontent un plan de Bénéioff à plus de 100 Km de profondeur, et un des deux (Monglo) contient des xénolites de harzburgite mantellique déformée, ce qui semble écarter une origine par fusion de la base de la croûte de l'arc. Nous suggérons que la plupart de l'eau nécessaire à la fusion du slab à des profondeurs supérieures à 100 Km est fournie par la déstabilisation des serpentinites mantelliques.

Les autres adakites échantillonnées présentent une empreinte de produit de fusion du slab beaucoup moins évidente, plus ou moins similaire à celle de la dacite du Pinatubo émise en 1991. Leur géochimie ne marque pas de divergence particulière avec celle des roches calco-alcalines "normales" échantillonnées, et semble juste traduire un degré d'évolution plus élevé. Nous les interprétons préférentiellement comme dérivant d'un fractionnement haute pression (impliquant la séparation du grenat, pour appauvrir modérément les HREE) de magmas mafiques issus de la fusion partielle du coin de manteau péridotitique préalablement métasomatisé par des fluides (aqueux ou magmatiques ?) provenant du slab. Nous n'avons pas relevé de preuves d'une origine par fusion basicrustale pour ces roches.

Les roches calco-alcalines "normales" de notre échantillonnage ont des caractéristiques géochimiques typiques de celles de roches d'arc. Leur richesse en Nb traduit cependant une certaine parenté avec les adakites qui leurs sont associées. Ceci suggère qu'elles dériveraient aussi de la fusion de péridotites mantelliques métasomatisées par des magmas acides issus du slab, mais sans qu'elles aient subi ensuite de fractionnement haute pression.

Lesne P., Pichavant M., Poussineau S.

Institut des Sciences de la Terre d'Orléans, UMR 6113 du CNRS
1A, rue de la Férollerie
45071 Orléans Cedex 02
lesne@cnsr-orleans.fr

L'éruption de 1440AD de la Soufrière de Guadeloupe est caractérisée par une variabilité des produits émis, allant de compositions andésitiques (ponces claires, 61-62% poids SiO₂) à des compositions d'andésite basaltique (scories noires, 55-56% poids SiO₂). Cette variabilité suggère un mélange en profondeur, précédant l'éruption : un magma de composition peu évoluée s'injecterait dans une chambre andésitique supérieure.

Le but de ce travail est de déterminer les conditions pré-éruptives du magma basique, c'est-à-dire de déterminer la teneur en H₂O, la pression, la température ainsi que la fugacité d'oxygène du magma avant mélange et éruption, par des études pétrologiques, minéralogiques et expérimentales.

L'échantillonnage de produits du Massif de la Soufrière a permis de sélectionner un échantillon (GW40) de composition la plus basique (basalte alumineux du cône de l'Echelle) qui serait représentatif du produit basaltique originel des scories noires, présentes dans les ponces rubanées de 1440.

Cet échantillon présente un assemblage de phases constituées d'olivines zonées (Fo₈₀₋₆₈), de clinopyroxènes comprenant des compositions très calciques (Wo₄₇₋₄₂), de magnétites ferrifères (Usp₂₇₋₂₀), de plagioclases zonés (An₉₃₋₆₄). Un seul orthopyroxène a été trouvé dans cet assemblage (En₆₇ Wo₃) au cœur d'un clinopyroxène.

Les expériences sont menées dans un autoclave à chauffage interne, équipé d'un système de trempe rapide. Les conditions expérimentales s'échelonnent de 2 à 8kbar, à 1000 et 1040°C, pour des fugacités d'oxygène comprises entre NNO et NNO+2, et sous des conditions de saturation et de sous-saturation en eau (en utilisant de l'eau pure). La comparaison de l'assemblage de phases du produit naturel avec les assemblages de phases expérimentales, montre que les conditions dans lesquelles ce basalte alumineux a cristallisé étaient modérément oxydantes (NNO à NNO+1), riches en eau (3<H₂O<7%), à des pressions inférieures à 6kbar et des températures d'environ 1050°C. Ces conditions sont celles régnant lors du dernier stade de cristallisation et pourraient avoir été précédées d'un premier stade au cours duquel le liquide aurait eu une composition plus magnésienne que GW40 et avec des teneurs en eau plus importantes que celles régnant lors du dernier stade. L'amphibole pourrait avoir cristallisé à ce niveau et avoir été résorbée lors de l'évolution ultérieure à plus basse pression.

Des compositions de liquides résiduels andésitiques à dacitiques sont obtenues à partir de la cristallisation du liquide GW40 ce qui argumente en faveur d'un mécanisme de dérivation des magmas acides du massif Madeleine-Soufrière par fractionnement à partir d'un liquide basaltique parent.

L'ERUPTION DE 1440AD DE LA SOUFRIERE DE GUADELOUPE (PETITES ANTILLES) : UNE DETERMINATION EXPERIMENTALE DES CONDITIONS PRE-ERUPTIVE DE LA CHAMBRE MAGMATIQUE ANDESITIQUE

Poussineau S., Pichavant M., Bourdier J-L.

Institut des Sciences de la Terre d'Orléans, UMR 6113 du CNRS
1A, rue de la Férollerie
45071 Orléans Cedex 02
stephane.poussineau@univ-orleans.fr

L'éruption de 1440AD de la Soufrière de Guadeloupe (arc des Petites Antilles) est caractérisée par une variation spectaculaire de la composition chimique des produits émis, depuis une composition andésitique (ponces claires, 61-62% poids SiO₂) vers une composition d'andésite basaltique (scories noires, 55-56% poids SiO₂). Cette séquence de compositions est interprétée comme résultant de l'enregistrement d'un corps (magmatique) andésitique superficiel remobilisé suite à une injection magmatique plus mafique. Le but de cette étude est donc de déterminer les conditions d'équilibre (température, pression, fugacité d'oxygène et teneur en eau initiale du liquide interstitiel) au sein de la chambre andésitique avant l'épisode de mélange en couplant une étude minéralogique et pétrographique avec une approche expérimentale.

Les ponces andésitiques contiennent l'assemblage minéralogique suivant : plagioclases, orthopyroxènes, clinopyroxènes, magnétites et rares ilménites. Les plagioclases montrent des zonations complexes "oscillantes" (An₅₅₋₇₅), avec des compositions de bordure aux alentours d'An₆₅. L'orthopyroxène (En₅₅₋₆₀) et la magnétite (Mt₆₅₋₇₀) sont très faiblement zonés. Les inclusions vitreuses piégées dans les plagioclases et les orthopyroxènes ont des compositions rhyolitiques (72% poids SiO₂). Ces inclusions montrent de faibles variations de teneurs en eau de 4.5 à 5.5 % poids, déterminées par la méthode de la différence à 100% à la microsonde électronique. Les couples ilménite-magnétite permettent de calculer des températures d'équilibre comprises entre 800°C et 950°C pour des ΔNNO entre +0.4 et +1 (calculs effectués à 2 kbars).

Un échantillon représentatif du corps andésitique avant mélange (61% poids SiO₂) a été sélectionné pour l'étude expérimentale. Toutes les expériences ont été menées dans un autoclave à chauffage interne équipé d'un système de trempe rapide, pour des températures allant de 800°C à 950°C, des pressions entre 1 et 2 kbars, des fugacités d'oxygène entre ΔNNO-1 et ΔNNO +2, et en conditions de saturation et de sous-saturation en eau, en utilisant un fluide mixte H₂O-CO₂. Les comparaisons entre les assemblages de phases expérimentaux et l'assemblage de phases du produit naturel ainsi que des compositions chimiques des phases permettent de préciser les conditions d'équilibre de la chambre andésitique superficielle, i.e. 875-900°C, 1.5 ± 0.25 kbars, ΔNNO = +0.5 à +1 et une teneur en eau du liquide de l'ordre de 4.5 à 5% poids.

**PRECAMBRIAN ASH-FLOW CALDERA AND RELATED HYDROTHERMAL DEPOSITS.
STRUCTURAL, MINERALOGICAL AND VOLCANO-MAGMATIC CONSTRAINTS FROM THE KELAA
M'GOUNA DISTRICT, EASTERN ANTI-ATLAS, MOROCCO**

Tuduri. J*., Bourdier, J.L*., Chauvet, A., Barbanson, L*. Badra. L*****

*ISTO, UMR 6113, Université d'Orléans, BP 6759, 45067 Orléans Cedex 2, France.

** ISTEEM, Laboratoire de Dynamique de la Lithosphère, UMR 5573, Université Montpellier 2, 34095
Montpellier cedex 5, France.

*** Université Moulay Ismail, BP 4010, Béni-M'Hamed, Meknès, Maroc

The Kelâa M'Gouna district (Eastern Anti-Atlas, Morocco), is characterized by a Middle Neoproterozoic greywacke basement and granodiorite intrusions unconformably overlain by a thick volcanic and volcanoclastic sequence from which the formation is associated with rhyolite dikes and granites emplacement. In fact, this second event is divided in two cycles. The former consists of caldera-related deposits and cogenetic intrusions (biotite-rich granites) whereas more evolved K-feldspar-rich granites and related porphyric rhyolite dikes characterize the second cycle.

We herein report on:

- i) The interpretation of the magmatic formations as variously tilted caldera-related sequences and cogenetic intrusions,
- ii) Their genetic relationship with hydrothermal alteration and gold deposits
- iii) The structural control of both caldera and mineralization stages by regional tectonics.

The Kelâa M'Gouna caldera sequences consist of two parts divided by a N150-100°E ring fault.

The NE part is made up of up to 1500 m of intracaldera sequence whose main units are, from bottom to top: a 300-400 m thick welded ash-flow tuff (phenocryst assemblage dominated by plagioclase with minor quartz and K-feldspar), 100 m of lacustrine sedimentary rocks, a 150 m thick welded ash-flow tuff (phenocryst assemblage dominated by quartz and K-feldspar) and a sequence of caldera-filling andesites and minor silicic volcanoclastics. The ring margin of the caldera is marked by a strong unconformity between the basement and intracaldera sequence and by ring dikes of rhyolites. At the bottom of the caldera filling sequence, a microgranitic body is interpreted as cogenetic and possibly resurgent.

The SW part of the Kelâa M'Gouna district mainly consists of extracaldera thinner sequences (0-500 m) of mostly fine-grained volcanoclastic sediments (moat sedimentation?), intruded by a N150°E trending and 7 km long rhyolite to microgranite dike. Ash-flow tuffs (distinct from the intracaldera tuffs) and silicic and andesitic lava flows are also observed.

All caldera-related deposits and intrusions, except late porphyric rhyolite dikes, of the Kelâa district underwent strong hydrothermal alteration, which is assumed to result from fluid circulations at the end of the magmatic activity. Hydrothermal deposits are mainly located outside the caldera, within the SW part of the district, as conjugate N120-140°E left lateral and N080°E right lateral veins systems developed under the effects of a NW-SE to E-W trending shortening direction. Mineralogical, chemical, textural and structural features suggest that three stages characterize their formation:

- i)** Intense silicification and pervasive development of F rich-tourmalines displaying dravite and schorl-buergerite composition, F(Li?) rich-micas, Cl- and F-rich apatite, andalusite and pyrite are observed within volcanic or magmatic rocks whereas in the basement, this same stage is assumed to develop important silica-rich stockwerk with F- and Cl-rich amphibole, Cl- and F-rich biotite and white micas. This stage is assumed to be coeval with K-feldspar-rich aplite and microgranite emplacement
- ii)** Emplacement of important pervasive-like tourmaline veins, followed by K-feldspar (adularia)-, quartz- and chlorite-rich breccias and veins.
- iii)** Development of the mineralization *s.s.* within quartz-adularia-chlorite veins and taking the form of As- and Co-rich pyrite, minor chalcopyrite and precious metal (Au-Ag tellurides, electrum, Ag-telluride and Bi-Telluride).

In the light of these results, we stress the intimate link that exists between magmatism, caldera formation, structural control and mineralization emplacement within a general model of evolution.

LES AMAS SULFURES VOLCANO-SEDIMENTAIRES DEVONIENS DE SUD-IBERIE : UN CONTEXTE D'ARC VOLCANIQUE ?

Marcoux Eric et THIEBLEMONT* Denis

Université d'Orléans ISTO
Géosciences BP 6759 Orléans cedex 2 France
Email : eric.marcoux@univ-orleans.fr

* BRGM BP 6009 45060 Orléans cedex 2

L'époque Dévonien final – Carbonifère précoce est marquée dans les aires hercyniennes par la formation d'amas sulfurés qui comptent parmi les plus importants du monde.

Les gisements majeurs (dont 5 de plus de 100 Mt de sulfures) se localisent dans la ceinture pyriteuse sud-ibérique, où ils sont associés avec les termes acides d'un magmatisme bimodal sous-marin (Leistel et al, 1998). La géochimie isotopique du plomb démontre une origine crustale des amas et des volcanites (Marcoux, 1998).

Le volcanisme est bimodal s'étendant des basaltes aux rhyolites (nettement dominantes), avec de rares roches ultrabasiques. La géochimie des laves est variable et ne permet pas de cerner un contexte géodynamique univoque pour la genèse de ces minéralisations. Les rhyolites dériveraient de la fusion à basse pression de matériaux basiques accrétés sous l'effet de la dynamique de rifting (Thiéblemont et al., 1988), sans indication plus précise du contexte global. Les roches basiques montrent des caractéristiques géochimiques très variables, associant des basaltes aux signatures géochimiques de tholéiites d'arc et de tholéiites continentales, et des basaltes alcalins subordonnés. Les données structurales (Onézime, 2001) suggèrent un environnement global de convergence de plaque, mais dans un régime tectonique local dominé par des phénomènes extensifs (Munha, 1986 ; Thiéblemont et al., 1984 ; 1988).

Etude de l'évolution volcano-structurale et magmatique de Mayotte (Archipel des Comores, Océan Indien) (*Approches structurale, pétrographique, géochimique et géochronologique*)

UNIVERSITE DE LA REUNION ; FACULTE DES SCIENCES ET TECHNOLOGIES

Delphine DEBEUF ; thèse soutenue le 29 Septembre 2004

RESUME

Cette étude constitue la première investigation pluridisciplinaire (morphologique, structurale, pétrographique, géochimique et géochronologique) ayant pour objectif la description de l'évolution volcano-structurale et magmatique du volcanisme de Mayotte. L'île de Mayotte est la plus ancienne des quatre îles qui constituent l'archipel des Comores (canal de Mozambique). En ce sens, elle représente un exemple type de l'évolution du volcanisme comorien.

Trois complexes sont identifiés sur des critères structuraux, pétrographiques, géochimiques et géochronologiques :

- Le complexe du Sud (de 10 Ma à 1,95 Ma) : Il est caractérisé par une morphologie de relief ancien et est constitué de basanites, néphélines et phonolites représentant trois phases de différenciation et constituant une lignée géochimique de magmas fortement sous-saturés en silice. Les laves du volcanisme du Sud peuvent être associées à une phase post-érosionnelle. Les produits constituant le bouclier sont fortement altérés et par conséquent peu échantillonnés.
- Le complexe du Nord (de 8 Ma à 3,8 Ma) : Il apparaît avec une morphologie plus récente marquée par des reliefs escarpés. Il représente la phase de construction du bouclier d'un volcan septentrional, caractérisée par la présence exclusive de magmas basiques (basaltes et basanites). Son extrémité NW présente une structure extensive, identifiée comme un bloc basculé, datée du plio-quatenaire (par analogie aux phases extensives décrites dans le canal de Mozambique, Mougenot et al., 1989). Cette structure extensive serait à l'origine de l'immersion de la partie NW du volcan septentrional ainsi que de la migration du volcanisme vers le SE.
- Le complexe Nord-Est (de 4,4 Ma à 0,15 Ma) : Il est marqué par des reliefs jeunes délimitant deux massifs, le Digo et le Mtsapéré. Il représente la phase post-érosionnelle du volcanisme septentrional, et comporte des basaltes, des basanites et majoritairement des téphrites et des phonolites qui définissent, avec les laves du Nord, une seconde lignée évolutive, moyennement sous-saturée en silice, de Mayotte.

Ce volcanisme se termine par une série de manifestations phréato-magmatiques, dont les produits ponceux composent l'île de Petite Terre, dont l'âge est estimé à moins de 0,15 Ma.

Les variations des rapports d'éléments incompatibles, pour des laves dérivant d'une source homogène ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,51286 \pm 0,00002$), tels que Nb/Zr, Ta/Zr, La/Zr et Th/Zr (le Zr étant le moins incompatible), permettent d'expliquer l'existence des deux lignées évolutives, fortement et moyennement sous-saturées en silice, par une variation du taux de fusion de la source. La première lignée, fortement sous-saturée, serait issue d'un plus faible taux de fusion que la seconde lignée, moyennement sous-saturée (rapport Nb/Zr plus élevé pour la première lignée par rapport à la seconde).

Les études isotopiques antérieures ont mis en évidence l'interaction entre un panache mantellique et la lithosphère océanique sous les îles de l'archipel des Comores. Mayotte présente des rapports isotopiques de Sr et Nd hétérogènes recouvrant l'entière palette de compositions isotopiques des laves de l'archipel, avec des rapports compris entre 0,70383 et 0,70317 pour le $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, et entre 0,51272 et 0,51290 pour le $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Comme cela est le cas dans certaines îles situées à l'aplomb d'un panache mantellique, le pôle lithosphère océanique devient dominant avec le rajeunissement des laves de Mayotte, ce qui se traduit par une augmentation du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Néanmoins, l'augmentation du taux de fusion identifiée pour les laves plus récentes du Nord-Est paraît contradictoire avec les observations classiques effectuées dans les volcans de point chaud (comme Hawaii) dont le taux de fusion des magmas diminue au cours du temps. La situation tectonique extensive observée dans cette zone septentrionale permet d'expliquer l'augmentation du taux de fusion d'une source à caractère isotopique proche du pôle lithosphère océanique.

Ainsi, c'est un modèle de point chaud atypique, perturbé par une tectonique extensive d'ampleur régionale (également identifiée dans l'est de l'Afrique et à Madagascar) qui est proposé pour l'évolution volcano-structurale de Mayotte, ainsi que pour l'archipel des Comores.

Mais l'extension, présente depuis le miocène et actuellement encore active (Bertil et Regnault, 1998), suggère que le volcanisme de Mayotte ne soit pas encore éteint.

Modélisation numérique des mouvements de flanc de l'Etna (Sicile, Italie) mis en évidence par interférométrie radar /

RANVIER Fabien, soutenu le 3 septembre 2004 à Clermont-Ferrand - Président de jury : MERLE Olivier.

Résumé. A l'Etna, des études géodésiques récentes, notamment en interférométrie radar, ont mis en évidence des mouvements de grandes échelles affectant les flancs de ce volcan. Ces études s'appuient sur des bases de données ne comprenant que des interférogrammes en orbites ascendantes ou seulement quelques scènes ERS. Dans le cadre de cette étude, nous avons complété la base de données disponible au laboratoire Magmas et Volcans par le calcul de nouveaux interférogrammes, à l'aide d'image prise en orbites ascendantes et descendantes. La nouvelle base de données ainsi créée, couvre une période de près de 8 ans entre septembre 1992 et août 2000. Notre étude, basée sur l'analyse de plus de 600 interférogrammes, a révélé que les déplacements des flancs Sud et Sud-Est de l'Etna apparaissent en mars 1996. Ils s'amortissent lentement et disparaissent en août 1998. Ces déplacements continus pendant la période d'activité, se localisent essentiellement le long de failles du flanc Sud-Est de l'Etna : les failles de Mascalucia-Trecastagni-Tremestieri (MTT) et de Ragalna, et le long d'une ride anticlinale située au Sud de l'édifice.

Les données interférométriques ERS acquises en orbites ascendantes et descendantes sont peu sensibles à la composante Nord-Sud du mouvement pour la zone etnéenne, nous permettant ainsi de la négliger. De la sorte, en combinant les données ascendantes et descendantes, nous avons pu calculer les déplacements Est-Ouest et verticaux affectant le flanc Sud-Est de l'Etna entre mars 1996 et août 1998. Ces cartes de déplacements montrent que le long des failles MTT et de Ragalna, les déplacements normaux et dextres sont essentiellement horizontaux avec une faible composante verticale. L'existence d'un mouvement global du flanc Est vers l'Est a également été révélée par cette étude. Au niveau d'une ride anticlinale à la base du flanc Sud, les déplacements sont essentiellement verticaux et correspondent à un soulèvement du sol. Nous avons également pu démontrer que certaines portions de ces structures ont été actives avec des taux de déplacements beaucoup plus faibles entre janvier 1999 et novembre 2000. Dans les deux cas, les mouvements ne sont pas associés à une activité sismique. De plus, leur apparition coïncide avec des événements éruptifs de type explosifs au niveau de la zone sommitale, indiquant un lien entre le fluage le long des structures des flancs Sud et Sud-Est et l'activité volcanique.

La zone d'activité de ces structures représente une zone clé de la compréhension de la géodynamique de l'Etna puisque c'est la région où les modèles proposés dans la littérature diffèrent. En effet, certains auteurs considèrent les failles MTT comme des failles bordières de glissement alors que pour d'autres, elles ne représentent que des failles d'ajustement entre un mouvement vers l'Est et un mouvement vers le Sud. Aussi, nous avons mené une étude par modélisation numérique afin d'expliquer des déplacements observés et proposer un modèle d'évolution géodynamique de l'Etna. Notre étude a montré que le champ de déplacements n'était pas compatible avec des failles planes et des failles non-connectées à un plan de glissement qu'elles soient soumises à des contraintes régionales ou gravitaires. Nos modèles montrent que les déplacements observés par des méthodes interférométriques, par des méthodes GPS et sur le terrain, sont compatibles avec un champ de contraintes variable avec la profondeur et avec l'existence de deux plans de glissements sous l'édifice :

- un premier plan de glissement profond, situé sous le flanc Sud et soumis à une compression régionale orientée N 170°, explique le soulèvement le long de la ride anticlinale.

- un deuxième plan de glissement limité au Nord par la faille de Pernicana-Provenzana, à l'Ouest par les rifts zones et au Sud par les failles de MTT, guidé vers la mer ionienne par des contraintes gravitaires et une extension régionale orientée N 95°, serait à l'origine des déplacements du flanc Est.

Notre étude a également établi que des injections magmatiques au niveau des rifts zones n'étaient pas le moteur des glissements. Elles permettent par contre d'expliquer les déplacements vers l'Ouest, au niveau du flanc Ouest, mis en évidence par méthode GPS. Nous proposons un modèle global de l'édifice dans lequel l'Etna est en équilibre critique. Le facteur stabilisant est la friction sur les plans de glissements et les facteurs déstabilisants sont les contraintes magmatiques, régionales et gravitaires. Pour expliquer le lien entre les déplacements et les événements éruptifs, nous proposons que si les contraintes magmatiques dépassent un seuil, elles déclenchent les instabilités de flancs du volcan. Les mouvements sont ensuite guidés par les contraintes régionales et gravitaires.

**Tomographie de l'ionosphère et de la troposphère à partir des données GPS denses.
Applications aux risques naturels et amélioration de l'interférométrie SAR
Institut de Physique du Globe de Paris**

DUCIC Vanessa (Géophysique spatiale et Planétaire) - 31 mars 2004

Direction de Thèse : Philippe Lognonné

Résumé

L'atmosphère terrestre neutre et ionisée intéresse les géophysiciens à deux titres. D'une part, ces deux milieux perturbent la propagation des signaux électromagnétiques GPS et radars embarqués par satellites, et donc les techniques de télédétection des déformations. D'autre part, l'ionosphère se comporte comme un amplificateur naturel des signaux d'origine internes engendrés par les séismes et les tsunamis.

Le développement des réseaux GPS denses et permanents en Europe, au Japon et en Californie, ainsi que l'émergence à moyen terme du projet GALILEO, offrent de nouveaux moyens pour étudier de manière continue les enveloppes superficielles de la Terre et leur réponses aux événements solaires ou météorologiques, ou encore aux événements géophysiques de la Terre, permettant d'envisager ainsi de nouvelles méthodes pour appréhender la physique de la Terre. L'objet de cette thèse est de développer de nouvelles méthodologies de tomographie de l'ionosphère et de la troposphère à partir des données de réseaux GPS denses, avec une résolution permettant l'étude des phénomènes transitoires en général et des ondes en particulier.

Dans la première partie de cette thèse, nous nous intéressons au milieu ionosphérique et à ses variabilités spatiales et temporelles ainsi qu'aux différentes techniques permettant de les observer et les étudier. Après avoir présenté les observables GPS et les erreurs pouvant affecter ses mesures, nous décrivons le traitement des données de réseaux GPS denses mis en place pour réaliser des cartes du contenu électronique total de l'ionosphère (TEC) avec une fine résolution spatiale et temporelle. Les travaux d'imagerie ionosphérique sur des régions déjà équipées, comme la Californie, le Japon et l'Europe sont ensuite présentés. Les résultats sont validés par comparaison avec des modèles ionosphériques tels IRI et d'autres moyens d'observation de l'ionosphère comme TOPEX/Poséidon et DORIS. Nous présentons ensuite des applications de ces cartes à la météorologie de l'espace et à l'interférométrie radar.

La deuxième partie de cette thèse est consacrée à l'étude des perturbations ionosphériques en relation avec l'activité sismique et les tsunamis ainsi qu'à leur détection et imagerie à l'aide des réseaux GPS denses. Après un rappel sur les différentes perturbations provenant de la surface de la Terre et qui peuvent affecter l'ionosphère, nous présentons les difficultés et les avantages des réseaux GPS denses pour l'étude de tels phénomènes, ainsi que la méthode que nous avons développée pour les observer et les étudier. Nous présentons plusieurs études de perturbations ionosphériques post-sismiques, pour des tremblements de terre ayant lieu en Alaska, au Japon, et en Californie. Cette méthode est ensuite appliquée à la détection des tsunamis dans l'ionosphère.

La dernière partie de ce mémoire est consacrée à la tomographie 3-D de la troposphère. Dans un premier temps, nous présentons le milieu troposphérique, son influence sur les signaux GPS et radar ainsi que les différents modèles et techniques existants pour estimer le délai troposphérique et le corriger dans les données. Dans un deuxième temps, nous décrivons la méthode développée pour réaliser une tomographie 3-D de l'indice de réfraction de la troposphère à l'aide des réseaux GPS denses. Nous présentons les études de faisabilité et de résolution ainsi que les premiers résultats pour les réseaux GPS du Japon et de Californie.

Interaction des différentes échelles de convection dans le manteau terrestre Deux approches nous ont permis d'améliorer la compréhension des modes de convection dans le manteau terrestre.

Institut de Physique du Globe de Paris

VIDAL Valérie - (Géosciences Marines) - 29 juin 2004

Nous avons étudié expérimentalement les mouvements de fluides visqueux dans une cuve chauffée latéralement et refroidie par le dessus. La convection à petite échelle qui se développe par déstabilisation de la couche limite thermique froide, analogue de la lithosphère océanique, s'organise en présence de l'écoulement cisailant de la tectonique des plaques. Elle prend alors la forme de rouleaux stationnaires ou de panaches, deux régimes possibles dans le cas de la Terre. L'interaction d'un panache avec la lithosphère a quant à elle été étudiée grâce à une analyse précise des observables géophysiques associées au point chaud d'Hawaï. L'évolution temporelle des volumes du bombement et des édifices volcaniques met en évidence une importante augmentation de l'activité de ce dernier depuis 30 Ma. Le taux de production magmatique en est le meilleur indicateur. Mots clés : convection, lithosphère océanique, instabilités à petite échelle, points chauds, panaches, Hawaï. Dir de Thèse : Alain Bonneville et Anne Davaille La thèse en Format PDF (270 Pages, 6.9 Mo)

Sismicité induite et comportement mécanique d'un massif granitique fracturé par injection d'eau. Application au site géothermique de Soultz-sous-Forêts

Institut de Physique du Globe de Paris

UROUIS Seid - (Sismogénèse) - 5 Juillet 2004

Direction de Thèse : Pascal Bernard et François Cornet

Résumé

En 1993, la stimulation hydraulique du réseau de fracture du massif granitique de Soultz-sous-Forêts, a induit environ 16.000 microséismes enregistrés par un réseau fond de puits composé de trois accéléromètres et d'un hydrophone. Les données sont d'abord classées en multiplets, puis seuls les multiplets constitués d'au moins cinq événements sont sélectionnés (153). La localisation relative, par cross-corrélation spectrale, a permis d'identifier les plans de fractures des multiplets, de préciser leurs orientations et celle du nuage microsismique par rapport à la direction du champ de contrainte. Les perturbations hydromécaniques n'ont induit que de très faibles variations de vitesse des ondes S.

Par ailleurs, un certain nombre de plans de multiplets ont pu être corrélés avec ceux observés dans le puits d'injection par diagraphie et en particulier avec la fracture asismique (F3) dont le glissement est centimétrique. Les paramètres de la source des microséismes qui constituent un multiplet révèlent que la taille des sources est supérieure à celle du multiplet, et que le glissement cumulé présente une corrélation temporelle avec l'augmentation de la pression et le débit enregistrés en tête de puits. Ce glissement, résultat d'une répétition de la rupture de la même aspérité, est du même ordre que celui de la fracture F3. Le délai entre deux ruptures successives est très court, ce qui suggère un couplage rétroactif de la rupture sur elle-même. Le taux de récurrence calculé indique une loi d'Omori qui résulte de la décélération d'une faille déstabilisée par l'augmentation de la pression de pore, et qui entraîne les aspérités. Les interactions entre microséismes sont observées dans le cas des microséismes appartenants à des multiplets différents pour des distances inférieures à deux fois le rayon des sources.

Mots clés : essais hydrauliques, sismicité induite, multiplets, relocalisations, réseau de fractures, variations de vitesse, paramètres de la source.

Anomalies du Potentiel Spontané liées à l'activité volcanique du Mérapi (Central Java)
Institut de Physique du Globe de Paris

BYRDINA Svetlana ([Géomagnétisme Interne](#)) - 6 Juillet 2004
Direction de Thèse : Jacques Zlotnicki et Jean-Louis Le Mouél

Summary :

This thesis is devoted to the analysis of the continuous Self-Potential (SP) monitoring data registered on volcano Merapi, Central Java, with the purpose to identify SP signals that are related to volcanic activity. Due to the sensitivity of SP to fluid flow at subsurface, SP studies allow the investigation of the hydrothermal system of active volcanoes. As a variety of processes not related to volcanic activity also contributes to SP variations, data from monitoring experiments of other techniques that were running simultaneously are used as reference: broadband seismicity at the summit, electromagnetic data recorded at Merapi flanks, gas temperature as well as meteorological data.

The comparison between SP and meteorological parameters indicates, that the most prominent features in the SP data are produced by rain water infiltration and atmospheric pressure variations. Therefore, special techniques of data processing were developed which help to separate meteorological effects and thus enhance the signal-to-noise ratio for signals associated with volcanic activity. To identify the signals associated with volcanic activity, the SP time series were compared to broadband seismicity and gas temperature data. A statistically stable relationship was found between anomalous SP (ASP) signals and unusual seismic events (SCULP), consisting of a sequence of an ultra-long-period (ULP) pulse with dominant periods >100 s and a cluster of seismic events, which were mostly classified as multi-phase type. In contrast, the anomalous signals were not present in ground temperature data nor in SP data recorded about 1 km from the summit.

The occurrence of SP anomalies associated with SCULP-seismicity might be caused by the electro-kinetic effect of fluid flow in subsurface near the lava dome and explained by a simple model for a common source mechanism: In some shallow reservoir (a "water pocket"), which can be gradually filled with a mixture of water and gas, pressure fluctuations, caused by overheating and vaporization of water in the pocket, generate an ULP event and eventually open a "valve", a connection between the water pocket and a path to the surface, producing a seismic cluster. The observed ASP amplitudes could be expected under the assumption of a 1D size of the water pocket of about 10 m, located at 100 m depth and a pressure differences of 1.5 MPa. Further analysis of electrical signals may very well add new constraints to the source model of ULP seismic events

Comportement géochimique de l'azote dans les zones de subduction
Institut de Physique du Globe de Paris

BUSIGNY Vincent (Isotopes Stables) - 6 Juillet 2004
Dir de Thèse : Marc Javoy, Pascal Philippot et Pierre Cartigny

Résumé

Contraire les échanges d'azote entre le manteau et l'exosphère requiert une bonne connaissance de la quantité d'azote dégazée du manteau et de celle recyclée via les zones de subduction. Afin de caractériser le comportement de l'azote pendant la subduction, des analyses quantitatives et isotopiques ont été effectuées sur des roches métamorphiques subductées à différentes profondeurs, ainsi que sur leurs analogues non-métamorphiques. Cette étude apporte pour la première fois des données sur l'ensemble de la lithosphère océanique subductée, en incluant des sédiments, des métagabbros et des péridotites serpentinisées. Les roches étudiées proviennent des Alpes franco-

italiennes. Elles ont été subduites selon un gradient géothermique faible ($\sim 8^\circ\text{C}/\text{km}$) représentatif des zones de subduction actuelles.

Dans les métasédiments de la nappe des Schistes Lustrés, la constance d'indicateurs géochimiques de dévolatilisation ($\delta^{15}\text{N}$, δD , K/N , K/Rb , K/Cs) démontre que l'azote a été intégralement conservé au moins jusqu'à 90 km de profondeur. Ce résultat contraste avec ceux obtenus précédemment dans des zones de subduction de géothermes élevés ($> 13^\circ\text{C}/\text{km}$), qui montraient des évidences de dévolatilisation partielle de l'azote. Une telle différence suggère que le comportement de l'azote dans les métasédiments est principalement contrôlé par le gradient géothermique de la zone de subduction.

Pour les métagabbros et les métapéridotites serpentinisées, les roches peu déformées montrent une préservation de l'azote au moins jusqu'à des profondeurs de 80 km. A l'inverse, les roches mylonitiques (très déformées) indiquent que les processus de recristallisation dynamique ont entraîné une perte partielle de l'azote pouvant aller jusqu'à 75 %. Un bilan global sur l'ensemble de la lithosphère océanique indique que le flux d'azote subducté est de l'ordre de $11,6 \cdot 10^{11}$ g/an, ce qui est nettement supérieur aux estimations précédentes. Les contributions principales sont apportées par les sédiments ($\sim 66\%$) et les gabbros ($\sim 31\%$). La comparaison du flux d'azote subducté (estimé dans cette étude) à celui dégazé des arcs volcaniques ($\sim 2,8 \cdot 10^{11}$ g/an ; Hilton et al., 2002) suggère que l'azote est efficacement recyclé dans le manteau via les zones de subduction.

Mots - Clés : azote, subduction, micas, ammonium, isotopes

Etude de la lithosphère et des volcans martiens à partir des données de gravité et de topographie Institut de Physique du Globe de Paris

**BELLEGUIC Virginie - (Géophysique spatiale et planétaire) - 6 décembre 2004
Direction de Thèse : Philippe LOGNONNE**

Résumé

En l'absence de mesures géophysiques in-situ, étudier les relations entre la gravité et la topographie est l'une des seules approches qui permette d'obtenir des informations sur la structure interne d'une planète. Afin de tirer le maximum d'information de ces données, l'objectif principal de cette thèse est de chercher à développer des méthodes de calcul permettant les modélisations les plus précises et réalistes possibles.

Dans un premier temps, nous avons développé, sur la base des méthodes spectrales, une technique permettant de calculer la gravité générée par un modèle de croûte et de manteau qui autorise des interfaces non homogènes, avec des variations de densité radiales mais aussi latérales.

Cette méthode permettant, d'autre part, de calculer précisément le champ de gravité et son potentiel à l'intérieur de la planète, nous avons appliqué cette technique à la modélisation des déformations lithosphériques dues à des charges en surface et à des charges internes, en considérant que les charges sont supportées élastiquement par la lithosphère. Nous avons utilisé les données de topographie et de gravité collectées lors de la mission Mars Global Surveyor pour modéliser des admittances spectrales localisées au niveau des volcans martiens les plus importants. Le principal objectif étant de poser des limites sur la valeur de paramètres comme l'épaisseur et la densité de la croûte, l'épaisseur élastique, la densité de la charge et le rapport charges en surface/charges internes.

Cette analyse représente une nette amélioration par rapport aux méthodes précédentes, car elle permet de calculer exactement l'amplitude de la charge agissant sur la lithosphère et surtout permet de prendre en compte des densités de charges qui diffèrent de la densité de la croûte.

En particulier, cette étude a permis de contraindre la densité des volcans ($\rho=3200 \pm 100 \text{ kg m}^{-3}$) qui est largement supérieure aux estimations précédentes, mais en accord avec de récentes estimations sur la densité des météorites SNC. D'autre part, pour la région d'Elysium, une forte densité de la croûte est nécessaire pour expliquer les observations ($\rho_c=3270 \pm 140 \text{ kg m}^{-3}$) et enfin, la présence de matériaux moins denses dans le manteau a été mise en évidence, au niveau d'Elysium, d'Arsia Mons et d'Olympus Mons, suggérant la possible présence de points chauds ou d'un manteau appauvri en basalte. Enfin, ces analyses ont montré que l'épaisseur élastique était modérément contrainte quand les charges internes étaient négligées, mais qu'une fois ces dernières prises en compte, seules des bornes très larges sont obtenues.