



HAL
open science

Tectonophysique des volcans : exemples pris dans l'Océan indien et l'Atlantique Sud

Luc Chevallier

► **To cite this version:**

Luc Chevallier. Tectonophysique des volcans : exemples pris dans l'Océan indien et l'Atlantique Sud. Tectonique. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1987. Français. NNT: . tel-00744418

HAL Id: tel-00744418

<https://theses.hal.science/tel-00744418>

Submitted on 23 Oct 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

TS 87/GRE1/0070

Unité de Formation et de Recherche de Géologie et Minéralogie

double

TS 87/GRE1/0070

SGP

THESE

présentée à

L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE, TECHNOLOGIQUE ET

MEDICALE DE GRENOBLE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR ES-SCIENCES

par

Luc CHEVALLIER

sujet

TECTONOPHYSIQUE DES VOLCANS

Exemples pris

dans l'Océan Indien et l'Atlantique Sud

Soutenu le 3 juillet 1987 devant la commission d'Examen

M. P. VIALON	Professeur, Université de Grenoble	Président
Mme N. VATIN-PERIGNON	Directeur de Recherche au CNRS	Directeur de Thèse
MM. W. J. VERWOERD	Professeur, Université de Stellenbosch (Afrique du Sud)	
G. SARTORIS	Physicien, Institut de Physique du Globe de Paris	Rappoteurs
P. M. VINCENT	Professeur, Université de Clermont-Ferrand	
M. TREUIL	Professeur, Université P. et M. Curie de Paris	Examineurs
J. P. GRATIER	Physicien, Observatoire de Grenoble	



1288/62

7) TECTONIQUE REGIONALE SUR LES VOLCANS DE L'ILE DE LA REUNION

Dans le bassin des Mascareignes, limité au Sud par la zone de fractures de Maurice, Patriat et Schlich (1979) mettent en évidence l'existence d'une dorsale fossile dont l'arrêt est daté par l'anomalie 27 (60Ma) (fig.7A). La présence de cet ancien centre d'expansion est clairement démontrée au nord de la Réunion mais n'a pas été reconnue aux alentours de l'île. Il apparaît cependant que la position de ce paléorift de direction N120 correspond à celle de l'édifice.

L'empilement volcanique de la Réunion ne montre pas de discontinuité morphologique entre sa base sous marine et l'édifice aérien (fig.7B). Il n'est en effet pas possible de distinguer un plateau sous marin à proprement parler, sur lequel repose un cône volcanique comme c'est le cas pour Marion, Crozet ou Kerguelen. L'imposante masse que représente l'appareil volcanique de la Réunion a donc été édifié au dessus du paléorift des Mascareignes durant une période d'activité continue à l'échelle des temps géologiques.

Les deux volcans aériens du Piton des Neiges (au repos) et du Piton de la Fournaise (actif) sont alignés sur la direction structurale N120 du plancher océanique (fig.7B). Cette direction N120 est aussi celle d'une structure d'extension ancienne du Piton des Neiges (séries basaltiques alcalines), mais peu active au temps du volcanisme récent trachytique (Chevallier et Vatin Perignon, 1982). Elle se retrouve également dans les premières phases (I et II) de construction du Piton de la Fournaise (Chevallier et Bachélery, 1981, voir annexe VII). Il s'agit d'une structure profonde comme l'atteste le niveau des injections au Piton des Neiges (Chevallier, 1979), l'index d'explosivité des éruptions de la Fournaise liées à cette structure (Bachélery, 1981) ou bien les études de magnétisme effectuées sur ce dernier édifice (Lénat et Aubert, 1982). Plus récemment un forage profond de 3000m effectué dans les pentes basses du Grand Brûlé de la Fournaise a rencontré un massif péridotitique associé à une anomalie thermique froide (150° en fond de trou) (Rançon, communication personnelle). Cette découverte confirme bien la présence d'un axe 120 ancien et profond au niveau de la Réunion.

A l'est du Piton de la Fournaise un petit massif immergé, à morphologie fraîche, a été mis en évidence à la suite des campagnes bathymétriques de 1982 (Marion Dufresne) et 1984 (Charcot: seabeam, Lénat, 1984) (fig.7B cartouche). Son interprétation est encore douteuse à savoir s'il s'agit d'un édifice volcanique récent qui, dans ce cas ne serait pas dans le prolongement de la structure N120, ou s'il s'agit des flancs du Piton de la Fournaise recoupés au Nord et au Sud par des glissements (voir Chap. II, par.9). La deuxième solution semble la plus plausible si l'on tient compte du fait que 1) la morphologie sous marine générale de l'île révèle la présence de plusieurs de ces excroissances bathymétriques et 2) il n'y a pas de preuve actuelle d'une activité volcanique au large de la Réunion.

Au sein du Piton des Neiges une autre fracturation s'est mise en place lors de phases de baisse de pression des chambres magmatiques, formant des intrusions de dykes jointifs se recourbant progressivement en sills également jointifs (Chevallier, 1979). Ces intrusions ne se disposent pas en anneaux, comme cela est classiquement le cas (ring dykes), mais suivant des directions linéaires N120, N30, N70 (fig.7C). Les intrusions N120 ont une disposition symétrique par rapport à l'axe du volcan avec un pendage SO au sud et NE au nord de cet axe. Les intrusions N30 ont toutes un pendage O et les intrusions N70 un pendage S (fig.7C cartouche). Ces intrusions se sont mises en place à différentes époques de l'histoire du Piton des Neiges et sont donc de nature variable (basaltique et trachytique). Elles correspondent en surface à des effondrements caldériques de grande ampleur ou plutôt des mégabasculements dont la géométrie est assez éloignée des calderas circulaires classiques. L'absence donc d'une telle symétrie axiale au niveau de ces dykes, sills et calderas nous amène à penser qu'une tectonique ou qu'un champ de contraintes régionaux, en plus de ceux créés par la chambre magmatique en profondeur, étaient appliqués au milieu. Dans le cirque de Salazie, des mouvements décrochants ont été observés le long des fractures N30 et N70 (fig.7D)

Les grandes lignes de la tectonique régionale au sein des volcans de la Réunion (paléorift et axe intrusif N120) s'accordent bien avec le schéma structural des Mascareignes proposé page suivante sur la fig.8D. Toutefois les structures exposées dans les cirques du Piton des Neiges montrent la complexité de cette tectonique régionale à laquelle il est difficile d'associer un champ de contraintes.

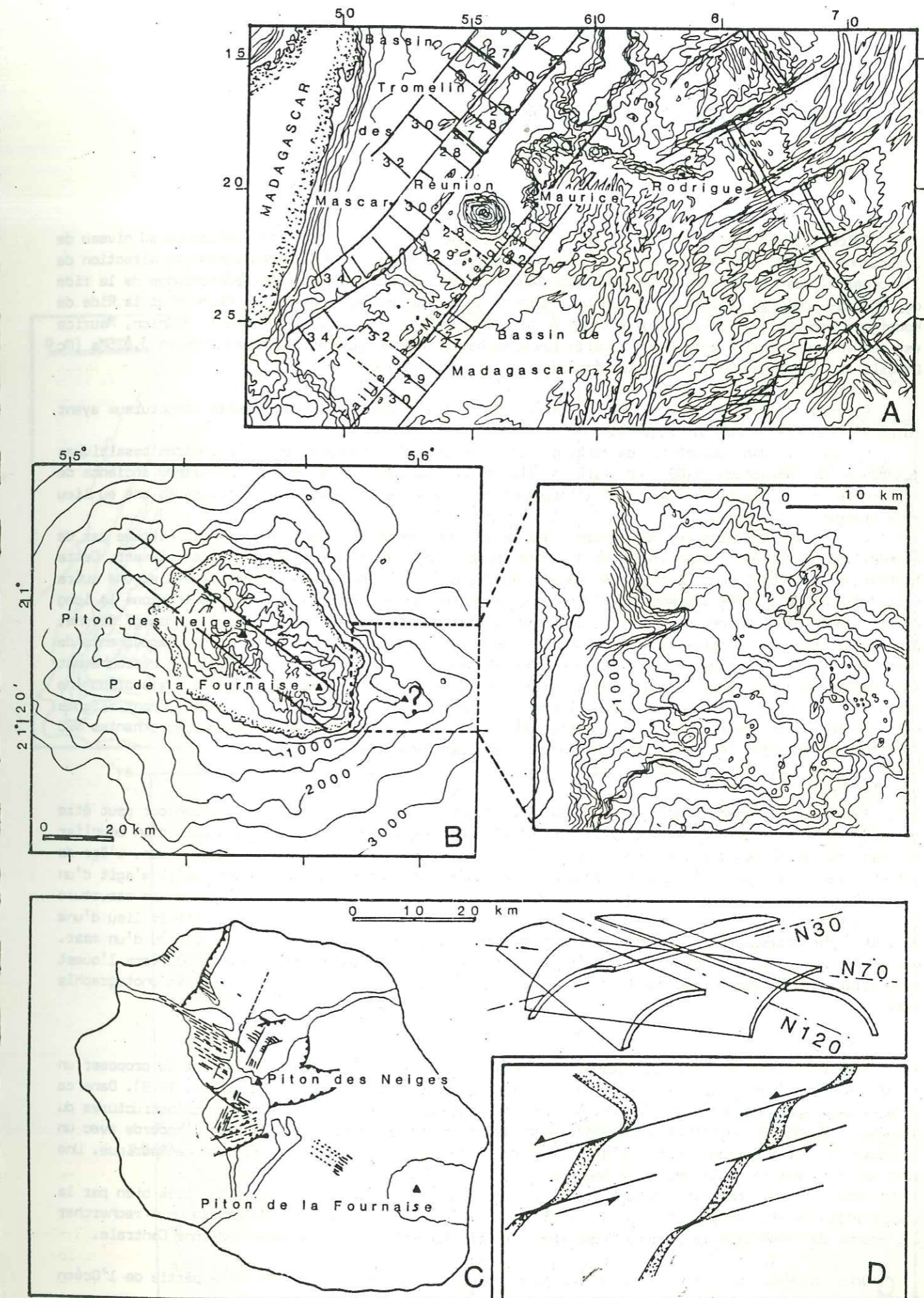


Fig. 7 A-Structure du bassin des Mascareignes. B-Bathymétrie et rift de la Réunion. Bathymétrie Sea-beam au large de la Fournaise (Lénat, 1984). C-Le système intrusif non radial du Piton des Neiges. D-Détail de dykes au Piton des Neiges.

8) TECTONIQUE REGIONALE SUR MAURICE ET RODRIGUE

Selon Fisher et al. (1971), la Ride Indienne Centrale aurait pris naissance au niveau de l'ancienne faille transformante de Chagos-Laccadive à la faveur d'un changement de direction de l'expansion des fonds océaniques (anomalie 18), séparant ainsi le plateau des Mascareignes de la ride de Chagos-Laccadive (fig.8A). Dans un tel contexte géodynamique, nous voyons que Maurice et la Ride de Rodrigue seraient associées à un système fossile ride-faille transformante. Comme la Réunion, Maurice est un volcan bouclier basaltique alcalin (basalte-hawaïite-trachyte) édifié entre 10Ma et 0,025Ma (Mc Dougall et Chamalaun, 1969), mais plus érodé.

Perroud (1982) et Chevallier (Travaux non publiés) décrivent deux éléments structuraux ayant guidé l'évolution du volcan (fig.8B).

-1 Une structure de rifting à l'est caractérisée par une zone d'intrusions basaltiques jointives de direction N100. Ce rift a été principalement actif durant la période ancienne de l'histoire de l'île (10Ma-5Ma). Sous l'influence de la distension (4km) des effondrements ont eu lieu en surface.

-2 Une zone de fracturation intense N20 dans la moitié ouest de l'île est marquée par de grands accidents qui déterminent un jeu de blocs en horsts et grabens ou en basculement. Cette tectonique est également bien marquée dans la morphologie du substratum à l'ouest de l'île. Une autre sorte d'accident, N70, souvent matérialisé par des faisceaux de dykes, se dispose en échelons le long de la zone N20. Outre ces dykes, de grands accidents N70 hachent littéralement le Massif Savane, produisant des zones broyées telles celles des terres de couleurs de Chamarel. Les mouvements de quelques stries observées sur les fractures N20 et N70 sont dextres. Cette tectonique en décrochement est spécialement marquée durant la période des séries intermédiaires (3,5 à 1,7Ma) mais prédomine durant toute l'histoire du volcanisme de l'île. Les centres éruptifs récents (0,7-0,025Ma) sont alignés sur plusieurs accidents N20. L'association de zones intrusives N100 et de fractures décrochantes N20 sur Maurice est assimilée à une structure de dorsale-transformante.

Rodrigue (Perroud, 1982) est située sur l'ancien cratère d'un guyot dont le contour peut être grossièrement assimilé à la barrière de corail frangeant l'île (fig.8C). Il s'agit d'un bouclier alcalin (basalte-hawaïite) de très petite taille, peu élevé, centré au niveau du Mt Limon. L'âge de 1,5Ma obtenu sur les séries intermédiaires (Mc Dougall et Compston, 1965) montre qu'il s'agit d'un appareil ancien à durée de vie probablement courte. Le massif est toutefois très pauvre en structure (ni fissure, ni accident majeur repérés dans l'île). La partie centrale du volcan a été le lieu d'une activité phréatomagmatique intense avec formation éventuelle d'un cratère d'explosion ou d'un maar. Néanmoins à l'est le soubassement tholéïitique de l'île présente un pendage élevé de 60° vers l'ouest indicateur d'un basculement que l'auteur associerait à des accidents N100 (linéations en photographie aérienne).

Nos connaissances sur les trois îles de l'archipel des Mascareignes permettent de proposer un modèle géodynamique pour le volcanisme de cette partie de l'Océan Indien (Chevallier, 1979). Dans ce modèle les édifices de la Réunion, Maurice et Rodrigue se situent à l'aplomb de paléostrutures du plancher océanique (dorsale-transformantes-dorsale) (fig.8D). La tectonique observée s'accorde avec un ensemble de petits tronçons de dorsales : Piton des Neiges, Fournaise, Maurice, Ride de Rodrigue. Une zone de fractures relie la Réunion à Maurice.

Dans un tel contexte géodynamique, le volcanisme des Mascareignes s'explique très bien par la réactivation de structures fossiles du plancher océanique. La raison de cette réactivation à rechercher à l'époque de l'anomalie 18 (Eocène terminale) date de l'ouverture de la Dorsale Indienne Centrale.

Nous n'avons aucune indication sur le champ de contraintes actuel dans cette partie de l'Océan Indien.

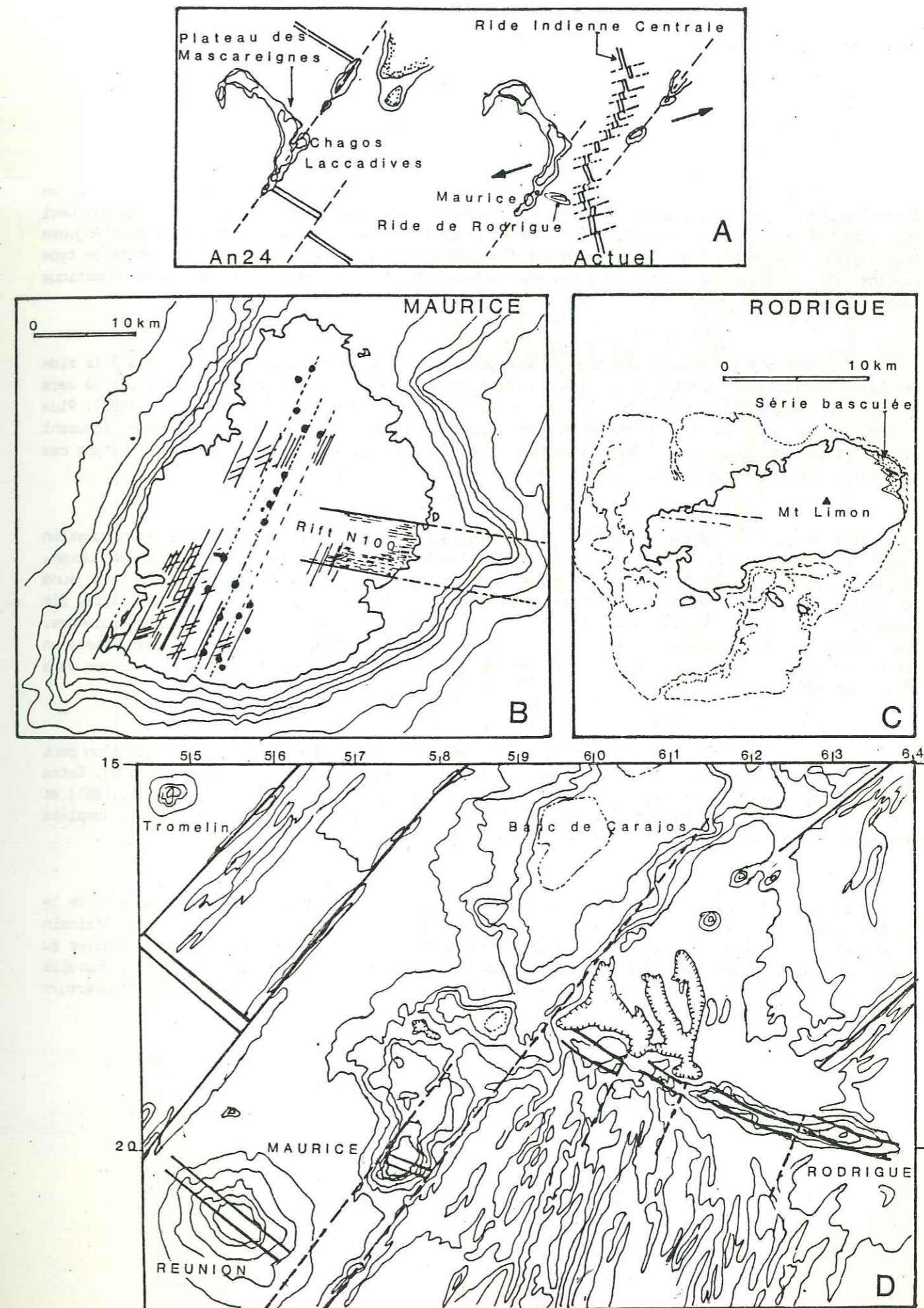


Fig. 8 A-Naissance de la Ride Indienne Centrale selon Fisher et al. (1971). B-Structures des îles Maurice et Rodrigue (C) d'après Perroud (1982). D-Modèle géodynamique de l'archipel des Mascareignes.

9) TECTONIQUE REGIONALE SUR LES VOLCANS DE L'ARCHIPEL DES COMORES

L'archipel des Comores est situé en position de marge continentale, c'est-à-dire dans la zone de transition entre la croûte océanique et la croûte continentale (Ségoufin et al., 1985) (fig.9A). Ceci est confirmé d'une part, par la présence d'enclaves de roches détritiques dans les maars d'Anjouan (Montaggioni et Nougier, 1981) qui proviennent d'un piedmont détritique qui recouvre une croûte de type continentale et d'autre part, par la géochimie des laves de l'archipel qui montre une suite magmatique alcaline sous saturée (Flower, 1972).

Les bassins Mozambique et des Comores sont caractérisés par une fracturation parallèle à la ride de Davie interprétée comme une faille cisailante fossile le long de laquelle Madagascar a dérivé vers le sud au fur et à mesure de l'expansion de la croûte océanique (Ségoufin et al., 1985). Plus récemment, Mougnot et al., (1986) mettent en évidence la présence de structures de grabens découpant la plateforme continentale Eocène Tanzanienne et longeant la ride de Davie. Ils interprètent ces structures comme le prolongement d'une des branches du rift Est Africain.

Dans une étude géodynamique et géochronologique Nougier et al. (1986) remettent en question l'idée de l'origine de l'archipel par migration du volcanisme depuis les Seychelles (Emerick et Duncan, 1982). En effet si l'âge le plus ancien a été obtenu sur l'édifice aérien de Mayotte et le plus jeune sur celui de la grande Comore, la migration de l'activité d'Est en Ouest n'est certainement pas claire. Ils démontrent par contre le contrôle structural exercé par les fractures lithosphériques subméridiennes. Ces fractures sont également connues dans le substratum de Madagascar où elles sont associées à un volcanisme alcalin Tertiaire et Pleistocène. Nougier et al. (1986) prolongent ces fractures vers l'Archipel des Comores.

La carte des linéaments structuraux de l'archipel montre des directions N170 que l'on peut paralléliser avec ceux de Madagascar ou de la Ride de Davie (fig.9B) (Esson et al., 1970). Cette direction est confirmée sur Mayotte par la présence d'un rift volcanique N170 (Nougier et al., 1981) et d'un rift N160 sur le Karthala (Upton et al., 1974). Néanmoins une étude structurale plus complète aurait certes besoin d'être entreprise sur les autres îles.

Nous interprétons le volcanisme alcalin des Comores et de Madagascar comme résultant de la réactivation de fractures lithosphériques; réactivation due à l'entrée en activité du rift Est Africain au Miocène. Il est à remarquer que cette interprétation géodynamique de l'archipel est à comparer au volcanisme alcalin sur la marge continentale Ouest du continent africain (Angola, Cameroun, Nouvelle Guinée, Cap Vert) que Marsh (1973) et Sykes (1978) interprètent comme guide tectonique pour l'ouverture de l'Atlantique Sud au Jurassique, et réactivé à différentes périodes.

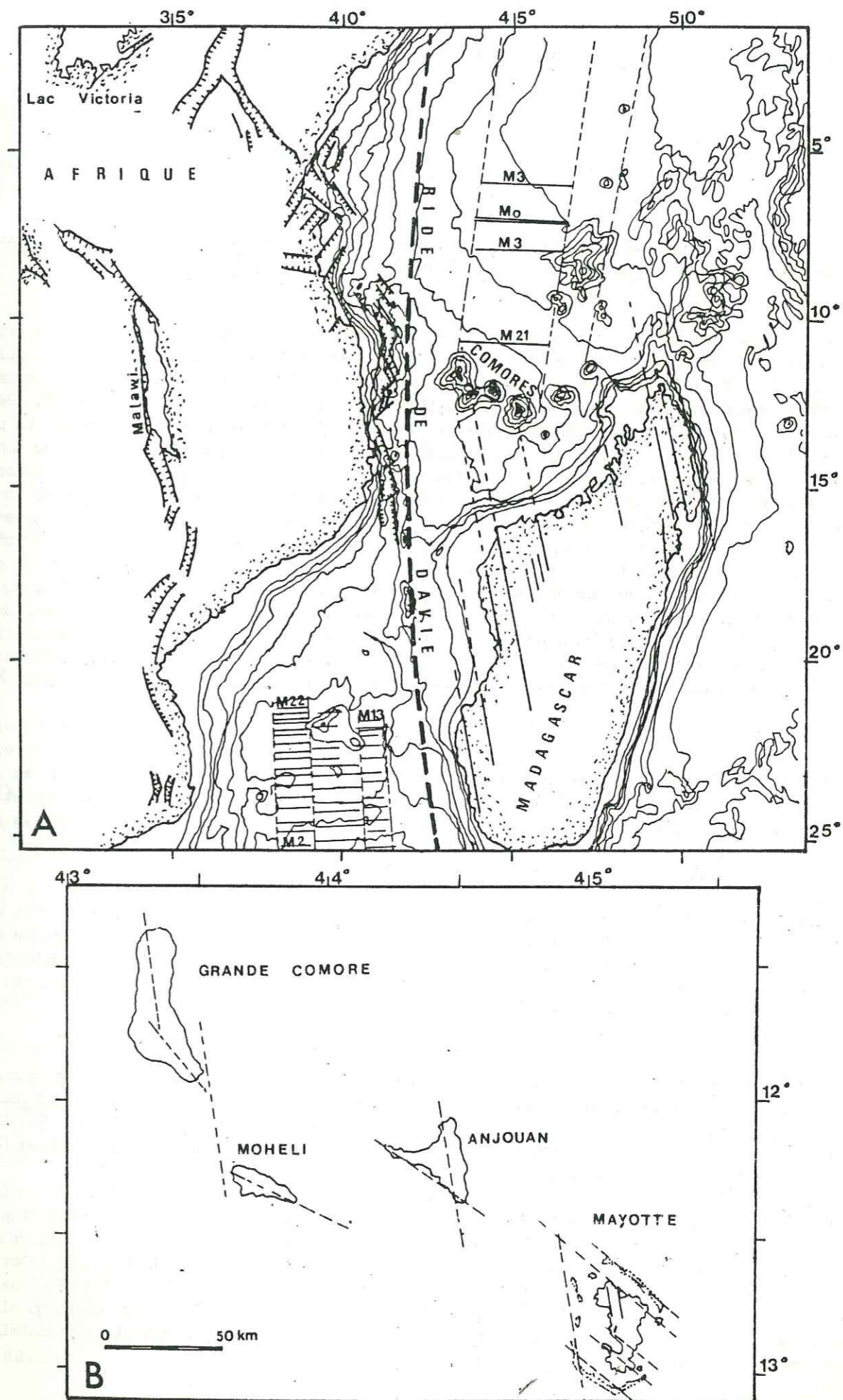


Fig. 9 A-Structure de la plaque Africaine au niveau des Comores d'après Ségoufin et al. (1985), Nougier et al. (1986), Mougnot et al. (1986). B-Les grandes lignes structurales de l'archipel des Comores (Esson et al., 1970). Noter les directions submeridiennes et NO-SE.

10) TECTONIQUE REGIONALE SUR LES VOLCANS GOUGH, TRISTAN DA CUNHA ET BOUVET

L'Atlantique Sud a fait l'objet d'études bien moins suivies que l'Océan Indien. La structure de son plancher a été étudiée il y a plusieurs années (Ladd et al., 1973). Les travaux les plus récents sont en cours de dépouillement et ne peuvent pas être publiés dans ce mémoire. Les trois édifices de Gough, Tristan da Cunha et Bouvet se situent sur le flanc de la ride médio-océanique mais à des positions variables par rapport au rift axial (fig.10A).

Le groupe de Tristan (colonie anglaise qui comprend les deux volcans vieux et érodés de Nightingale et Inaccessible et le volcan actif de Tristan da Cunha, fig.10B) repose sur un plancher vieux de 5Ma (An5). Il se trouve dans le prolongement de la ride de Walvis qui est couramment interprétée comme marquant le mouvement de la lithosphère au dessus d'un hot spot (Duncan, 1981). En fait la Ride de Walvis présente deux domaines aux caractères morphologiques très différents. La portion Est, à l'est du méridien 0°, est une structure continue, linéaire, large, rattachée au continent Africain et en équilibre isostatique (Goslin et Sibuet, 1975). Van der Linden (1980) interprète la partie Est de la Ride de Walvis comme un fragment de la croûte continentale détaché du continent africain. La portion Ouest ne présente pas une morphologie de ride mais est constituée d'un ensemble de monts sous-marins isolés et localisés le long des zones de fractures du plancher océanique. Selon Kumar (1979) ils résulteraient de la production d'un large volume de magma le long du même segment de dorsale durant des périodes de volcanisme anormal et auraient migré ensuite en position intraplaque avec l'expansion du plancher. Un mécanisme au foyer a été obtenu pour un séisme peu profond (3km) de forte magnitude au Nord de l'île (fig.10A). Il indique un axe de compression presque perpendiculaire à la direction d'expansion (Bergman et Solomon, 1984). L'étude structurale du volcan Tristan da Cunha (Chevallier et Verwoerd, 1987a, voir annexe V) montre l'importance de deux axes tectoniques: N170 et N80 (fig.10B).

L'axe majeur N170 a guidé l'évolution de l'île et conditionne encore son activité. Un parallélisme peut être fait entre cette direction et celle de la contrainte régionale S1 enregistrée dans le plancher océanique. Une telle relation a été particulièrement bien démontrée sur les volcans des Canaries (Féraud et al., 1985) et s'explique par une orientation préférentielle des intrusions le long des contraintes principales régionales, loin de l'influence de la pression exercée par la colonne magmatique centrale (Nakamura, 1977; Muller, 1986) (voir tectonique régionale sur Marion).

Gough (possession anglaise) se situe sur le passage d'une faille transformante également marquée par les monts sous marins de Mc Nish et R.S.A. (fig.10C). Le volcan ne montre pas de tectonique héritée de la structure du plancher océanique. La structure du volcan est guidée par un rift de direction N125 (Chevallier, 1987, voir annexe IV). Le champ de contraintes aux alentours de l'île n'est pas connu. Aucune relation entre structure, tectonique et contraintes ne peut être faite.

Bouvet (possession norvégienne) est réputée pour être l'île la moins accueillante du globe et la plus difficile d'accès. Le volcan est recouvert à 95% d'une calotte de glace de 200 mètres d'épaisseur. Le plateau de Bouvet est adjacent au rift axial, et est toujours sismiquement actif (fig.10D) (Bungumm et al., 1981). Les laves sont principalement de type basaltique transitionnel ou hawaïtique (Prestik et Winsnes, 1981; Verwoerd et al., 1976; Le Roex et Erlank, 1982). Cette situation est comparable à celle du groupe de St Paul-Amsterdam en bordure Rift Est Indien. Ces différents massifs volcaniques se trouvent dans un contexte structural particulier: point triple pour Bouvet et zone de fractures à grand décalage pour Amsterdam. Nous les interprétons tous les deux comme le résultat d'un volcanisme anormal le long d'un segment de ride ayant produit un volume important de magma, et ayant commencé leur migration avec l'expansion du plancher. D'un autre côté, Le Roex et al. (1986) montrent que les laves draguées des rides Indienne et Américo-Antarctique ont une composition de magma "enrichi" très comparable à celui de Bouvet. Ils en déduisent la contamination géochimique des deux rides par un panache mantellique sous Bouvet.

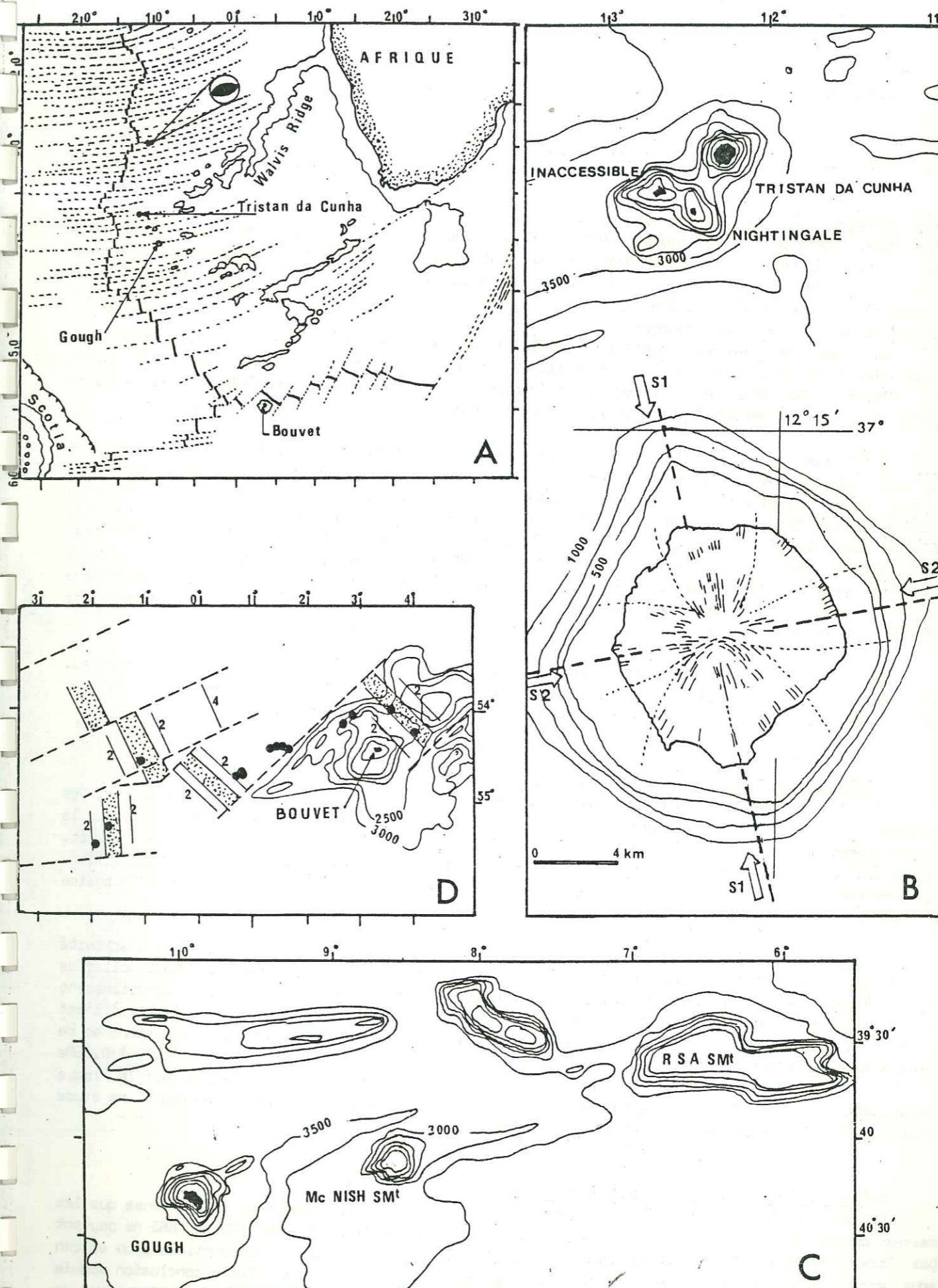


Fig. 10 A-Structure de l'Atlantique Sud d'après Ladd et al. (1973). Noter la direction de compression principale sur quelques séismes hors dorsale. B-Structure de Tristan da Cunha (Chevallier et Verwoerd, 1987a). C-Contexte régional sur Gough (Chevallier, 1987). D-Contexte régional sur Bouvet (Bungumm et al., 1981).

11) CHRONOSTRATIGRAPHIE COMPAREE

L'état de nos connaissances sur les volcans de l'Océan Indien est maintenant suffisamment avancé pour entreprendre un travail de corrélation chronostratigraphique.

a. Océan Indien Austral / Plaque Antarctique.

Les expéditions géologiques modernes sur les îles de l'Océan Indien Austral ont débuté dans les années soixante (Kerguelen, 1962; Heard, 1963; Marion, 1965). Les résultats ont été exposés principalement lors de quatre symposia internationaux sur la géologie Antarctique et Subantarctique (Cap Town, 1963; Oslo, 1972; Madison, 1977; Adelaide, 1981). Le tableau des corrélations est présenté sur la fig.11A. Le fait le plus marquant est que toutes ces îles présentent un volcanisme Pleistocène suivi de la dernière période glaciaire puis d'une phase tectonique initiant le volcanisme Holocène. L'absence de volcanisme Holocène visible sur Pingouin et Apôtres, est attribué à la toute petite surface de ces volcans restée émergée.

Le volcanisme Holocène (0,011Ma à présent) est caractérisé par une activité généralement stromboliennne ou hawaïenne, sauf sur Kerguelen où des éruptions poncuses trachytiques et des lahars sont décrits. Des éruptions ont eu lieu récemment sur Marion (1980), Heard (1985) et une activité fumerolienne ou thermominérale est enregistrée sur Kerguelen, St Paul, Amsterdam et Possession.

La période Pleistocène plus jeune que 1Ma montre également de bonnes corrélations et est marquée par des culminations glaciaires plus fortes qu'avant et qui ont laissé leurs empreintes sur Crozet et Marion. Leurs stratigraphies Pleistocène inférieur à 1Ma sont très comparables avec deux séquences (successions de laves alcalines intercalées avec des dépôts détritiques d'origine glacio-fluvial), séparées par un évènement tectonique vers 0,350Ma. Sur Heard, une succession similaire a été décrite. Sur Kerguelen des cônes stromboliens ont fonctionné durant les glaciations quaternaires et le strato-volcan du Mont Ross a été daté à 1Ma. Le volcanisme Pleistocène tardif (0,3 - 0,04Ma) correspond à des émissions trachytiques et phonolitiques. Sur Amsterdam, deux séquences tholéitiques séparées par des brèches ont été reconnues comme appartenant à la période de Brunhes.

Les corrélations pour la période Miocène-Pliocène-début Pleistocène, sont moins bien documentées. Sur Possession et Est signalons la présence d'une discordance majeure vers 1Ma que nous corrélons avec les mouvements tectoniques qui ont soulevé le substratum calcaire de l'île d'Heard.

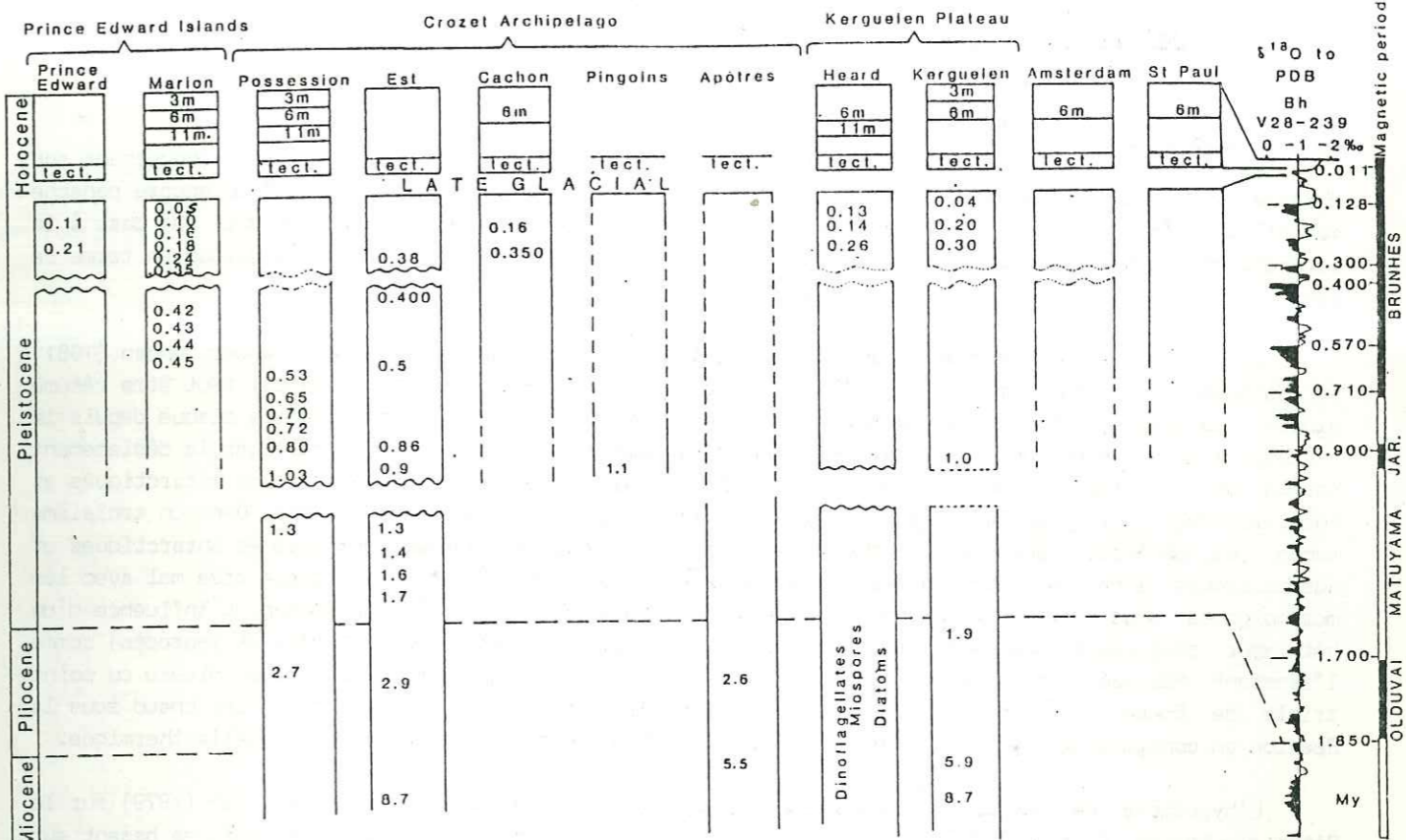
b. Océan Indien Occidental / Plaque Africaine.

L'étude des volcans de l'Océan Indien Occidental a débuté vers la fin des années soixante. Des équipes variées, d'abord Anglaises puis Françaises (voir légende fig.11B) se sont succédées sur le terrain afin de dépouiller les grandes lignes de l'évolution de ces appareils et l'effort se poursuit. Le tableau de la fig.11B est principalement basé sur les données radio-chronologiques. Ces corrélations se trouvent appuyées par des observations structurales sur le Piton des Neiges, Piton de la Fournaise et Maurice.

Le début d'activité du volcanisme différencié du Piton des Neiges correspond au début d'activité de la Fournaise. L'activité explosive du Piton des Neiges correspond à la première caldera bouclier de la Fournaise. La mise en place de la caldera bouclier du Piton des Neiges correspond au fonctionnement de la faille transformante N20 sur Maurice. Les sondages effectués sur la faille transformante à l'est de Maurice (Fisher et al., 1969) montrent que le fond océanique est recouvert de projections et de coulées de basalte datées de 0,5 Ma. Ces émissions sont en liaisons avec le volcanisme de 0,70 à 0,25Ma de Maurice. Il est intéressant de noter la coupure majeure vers 1Ma, déjà signalée pour la Plaque Antarctique. Sur les Comores de bonnes relations chronologiques sont observées, cependant une étude structurale et stratigraphique de cet archipel gagnerait à être faite.

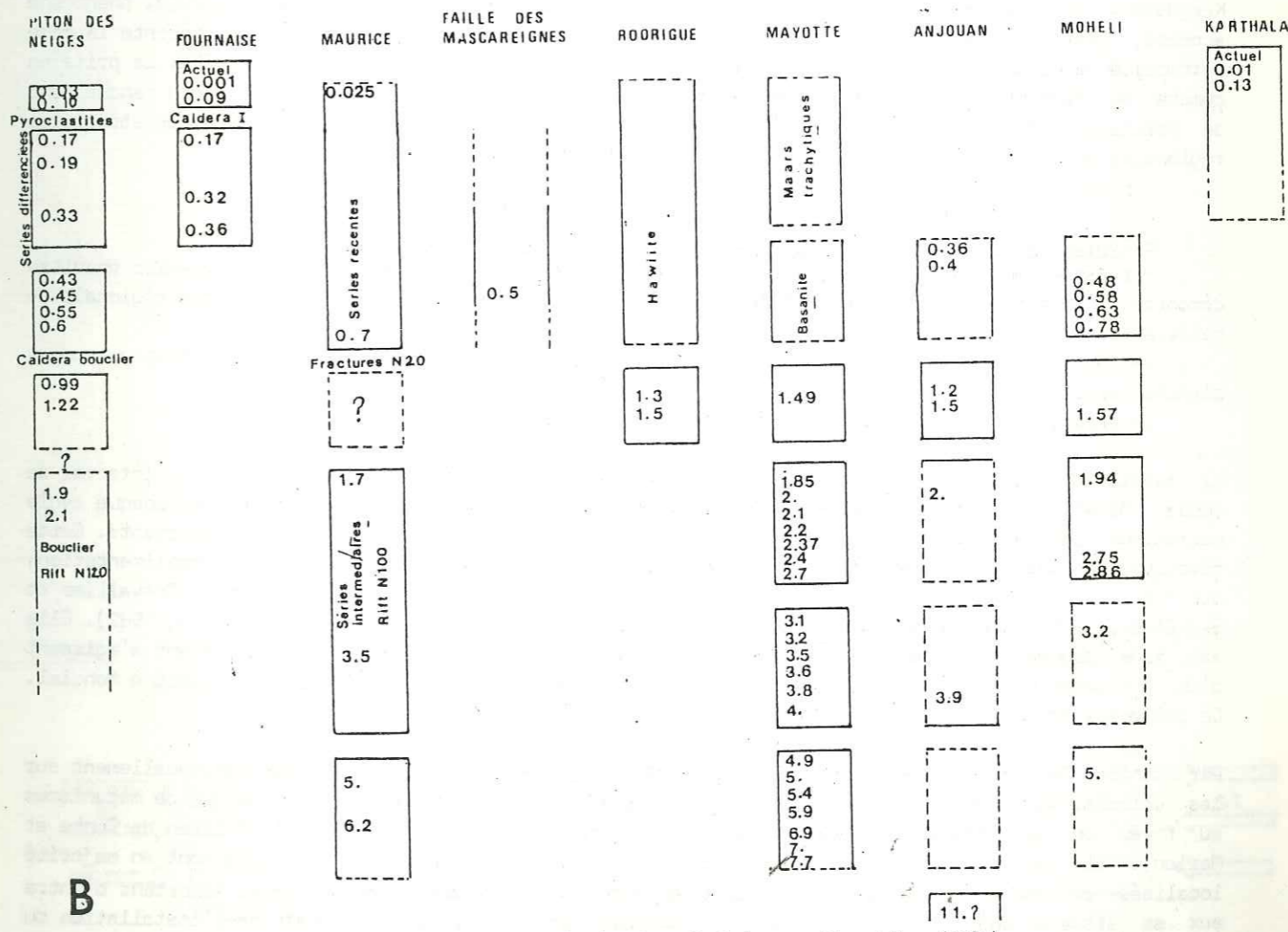
c. Océan Indien Oriental / Plaque australienne.

La ride du 90° Est est sismiquement et volcanologiquement active. Hedervari (1982) pense que les masses de ponces flottées observées près de la partie centrale de la ride en 1879 et 1883 ne peuvent pas être attribuées au volcan Krakatau mais qu'elles ont été produites lors d'éruptions d'un volcan sous marin en forme de bouclier situé dans une zone d'anomalie thermique. Cette conclusion appuie l'hypothèse d'un volcanisme lié au fonctionnement d'une faille transformante et va à l'encontre de l'origine par hotspot de la ride du 90° Est sur laquelle Duncan (1978) avait obtenu des âges très anciens s'étalant de 80Ma au nord à 37Ma au sud.



A Chronostratigraphie Océan Indien Austral d'après: Cantragrel et al. (1980), Clarke et al. (1983), Chevallier et al. (1983), Chevallier et al. (1987), Cantagrel (Com. person), Giret et Lamy (1983), McDougall (1971a), Nougier (1977), Nougier et al. (1981, 1983), Quilty et al. (1983), Stephenson (1965), Verwoerd (1971), Watkins et Nougier (1973).

fig. 11



B Chronostratigraphie Océan Indien Occidental d'après: Bachelery et Chevallier (1982), Chevallier (1979), Chevallier et Vatin Perignon (1982), Emerick et Duncan (1982), Fisher et al. (1971), Gillot et Nativel (1982), Hajash et Armstrong (1972), McDougall (1971b), McDougall et Compston (1965), Nougier et al. (1986), Perroud (1982).

12) CONCLUSION SUR LA TECTONIQUE REGIONALE

a. A propos de l'origine du volcanisme intraplaque

Le problème du volcanisme intraplaque confronte actuellement deux théories concernant son origine. La plus ancienne, et toujours la plus référée, est celle du "hotspot" ou encore panache mantellique fixe, au dessus duquel migre la plaque lithosphérique et servant de base à la reconstruction des paléopositions des continents. L'autre est structurale et s'explique en terme de réactivation tectonique de structures héritées.

La théorie du "hot spot" pour l'Océan Indien et Atlantique Sud est soutenue par Duncan (1981) et Hartnaby et LeRoex (1985) (fig.12A). Leur travail de reconstruction et de calcul peut être résumé ainsi : La plaque africaine est le point de départ, les hot spots qui affectent cette plaque depuis le Crétacé et qui sont supposés fixes par rapport au manteau permettent donc de calculer le déplacement absolu de la plaque. Dans un deuxième temps, le déplacement relatif des plaques antarctiques et australiennes, est calculé et ajouté au déplacement absolu de la plaque africaine. Dans un troisième temps les paléopositions et le cheminement des hot spots relativement aux plaques antarctiques et australiennes sont calculés. Notre commentaire est que le résultat s'accorde très mal avec les morphologies sous marines et le volcanisme que nous connaissons dans l'Océan Indien. L'influence d'un hot spot peut également être marqué par des critères géochimiques (éléments trace et isotopes) comme l'exposent Hartnaby et LeRoex (1985) sur une étude pétrologique très documentée au niveau du point triple de Bouvet. Récemment Bonneville et al. (1987) appuient l'hypothèse d'un point chaud sous la Réunion en considérant l'effet de bombement que devrait théoriquement créer cette anomalie thermique.

L'hypothèse du contrôle structural a été soutenue la première fois par Chevallier (1979) sur le Piton des Neiges. Cette hypothèse a été ensuite appuyée par Goslin et Patriat (1984) qui, se basant sur des données géophysiques proposent que les plateaux asismiques sous marins de l'Océan Indien aient été formés à l'aplomb des rides médio-océaniques lors des changements dans la direction et le taux d'expansion des fonds océaniques (fig.12B) et auraient migré en position intraplaque. (voir Evolution de l'Océan Indien). Cette théorie a été retenue par Giret (1983) dans son étude pétrologique sur Kerguelen. Il est certain que l'origine de cette réactivation de la tectonique régionale, phénomène accepté, reste encore à expliquer. Nous avons vu précédemment que le volcanisme présente la même rythmicité à l'intérieur de chaque plaque, et ce sur des périodes de temps dépassant 2Ma. La prise en compte du facteur temps dans le calcul du déplacement du volcanisme (théorie du hot spot) manque donc de précision. Nous préférons associer cette rythmicité et donc la réactivation des structures régionales à des périodes tectoniques et de contraintes au sein des plaques.

b. Tenir compte de la tectonique régionale dans le bilan des forces

Hot spot ou non il n'en reste pas moins que ce que nous avons exposé dans ce premier chapitre démontre l'importance du contrôle régional sur le volcanisme intraplaque. Cette influence régionale se matérialise de deux façons:

- 1- Apparition d'une tectonique cassante suivant les axes structuraux du plancher océanique ou du plancher sous-marin.
- 2- Création d'un champ de contraintes régional à l'intérieur de l'édifice.

La réactivation des structures héritées est un phénomène qui ne se répète qu'après un long interval de temps. Ainsi sur Marion, Chevallier et al (en préparation voir annexe III) démontrent que chaque cycle magmatique (autour de 100 000ans) est contrôlé par des mouvements tectoniques importants. Cette réactivation correspond généralement à une réorganisation profonde des volcans (réalimentation, création de chambres, mégaeffondrements etc...) comme sur le Piton de la Fournaise (Chevallier et Bachélery, 1981, voir annexe VII) ou sur le Piton des Neiges (Chevallier et Vatin Perignon, 1982). Elle est très probablement liée à de la sismicité le long des failles transformantes. Cependant s'agissant d'un phénomène cyclique de longue période il peut échapper au tout récent Réseau Sismologique Mondial. Ce phénomène périodique n'intéresse pas le mécanicien.

Par contre le champ de contraintes régional est plus important car il s'applique continuellement sur les volcans. Nous avons vu qu'il était très souvent difficile de le connaître par manque de mécanismes au foyer ou de structures indicatrices de mouvements précis sur les îles (voir Tristan da Cunha et Marion). Si les séismes enregistrés depuis le début du siècle jusqu'à nos jours sont en majorité localisés le long des dorsales médio-océaniques (fig 13A), un nombre néanmoins assez important d'entre eux se situe en domaine intraplaque ou hors dorsale (fig.13B). Depuis 1962, date de l'installation du Réseau Sismologique Mondial, de bons résultats de mécanisme au foyer ont été obtenus pour plusieurs de

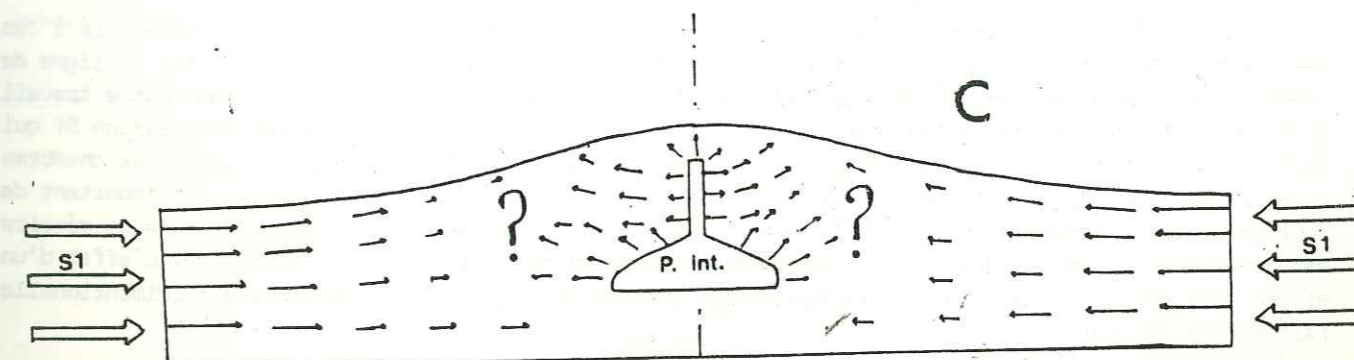
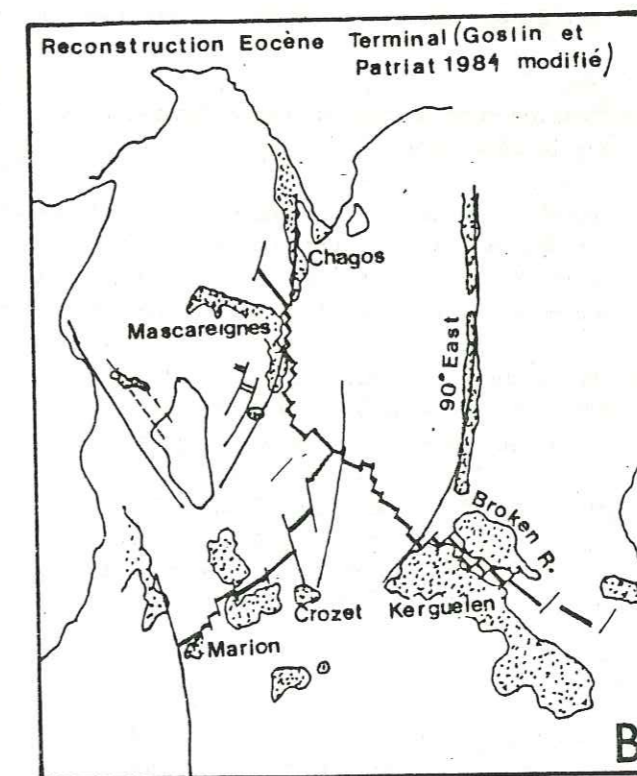
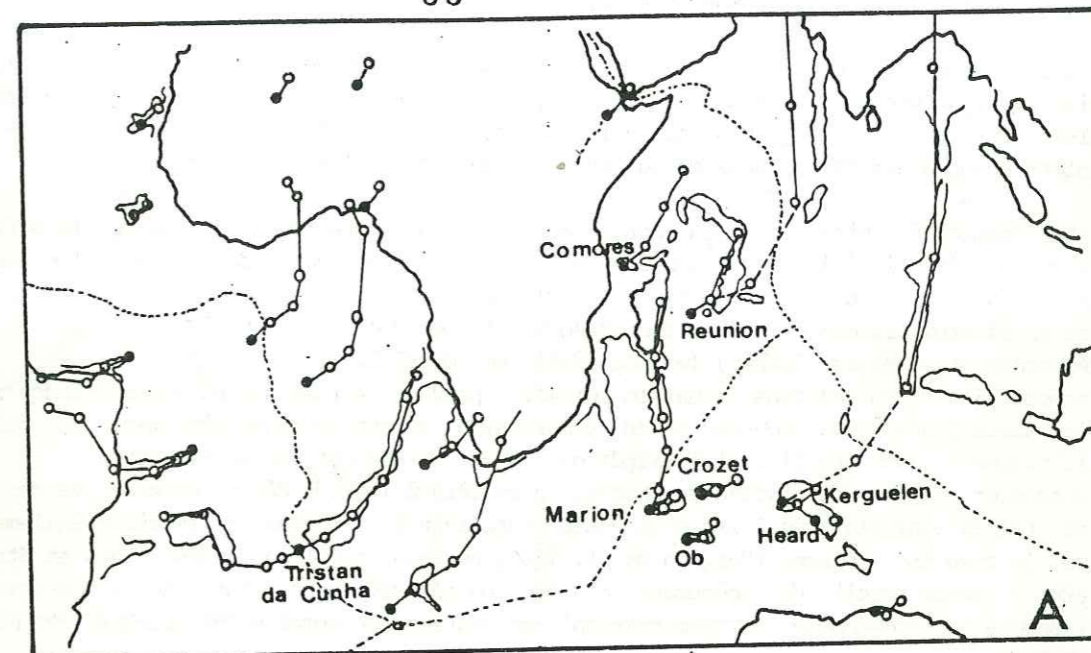


Fig. 12 A-Les hot spots de l'Océan Indien et Atlantique Sud d'après Duncan (1981). B-La formation plateaux sous-marins, le long des rides médio-océaniques lors de périodes de volcanisme anormal. C-Rôle de la tectonique régionale dans le bilan des forces agissant sur un volcan.

ces séismes (Banghar et Sykes, 1969; Sykes, 1970; Bergh et Norton, 1976; Norton, 1976; Bergman et al, 1984; Bergman et Salomon, 1984; Wiens et al, 1985).

Les séismes enregistrés aux axes de dorsales présentent des mécanismes de failles normales associés aux mouvements d'extension le long de ces rifts (fig.13C). En majorité les séismes sont localisés le long des segments de failles transformantes séparant deux tronçons de dorsales. Ils présentent quant à eux des mécanismes au foyer typiques de failles cisailantes.

La sismicité intraplaque ou hors dorsale se présente de façon plus complexe (fig.13D). Pour expliquer la forte sismicité du Bassin Indien Central (tant en nombre de séismes qu'en magnitude) et la faible activité le long de la fracture d'Owen, Wiens et al. (1985) proposent un modèle de limite diffusé entre deux plaques Indo-Arabique et Australienne avec :

- Un décrochement sénestre (2cm/an) le long de la ride du 90 E.
- Une compression (1cm/an) dans le bassin lui-même, pouvant représenter un stade précoce d'initiation à la subduction. Les mouvements de compression s'accompagnent également du plissement de la lithosphère, avec des plis d'amplitude de 200 km (Mc Adoo et Sandwell, 1985).
- Une extension NS près du plateau de Chagos, parallèle à la ride Médio-Indienne. Ce dernier mécanisme de faille normale avec l'axe d'extension parallèle à la dorsale se retrouve également en bordure de la ride Est Indienne (Bergman et al, 1984; Bergman et Salomon, 1984; Wiens et Stein, 1984). Il est à angle droit du phénomène d'extension classiquement observé sur l'axe des dorsales et à l'opposé du phénomène de compression horizontale en domaine intraplaque (Bergman et Salomon, 1980).

Comparons le champ de contraintes déduit des mécanismes au foyer et la répartition du volcanisme intraplaque (fig.13E).

-Aux mouvements en compression pure du bassin Indien Central n'est associé aucun volcanisme. Ces deux observations vont donc dans le même sens.

-Aux mouvements en extension parallèle aux dorsales n'est associé aucun volcanisme. Les mécanismes à l'origine de tels mouvements sont attribués à une réponse locale du champ de contraintes de la plaque Australienne calculé par Cloetingh et Wortel (1985) par la méthode des éléments finis. Ceci tend à prouver que les mouvements d'extension intraplaques ne sont pas générateurs de volcanisme.

-C'est aux mouvements décrochants (ou compression simple) que semble liée l'activité volcanique. Si aucun séisme n'a été enregistré dans les bassins de Madagascar, Somalie, Mascareignes et de Crozet, le volcanisme montre cependant une nette association avec les zones de fractures à grand jeu: Comores / ride Davie; Réunion-Maurice / Faille des Mascareignes et Chagos Laccadive; Amsterdam, Kerguelen / Faille du 90°E; Marion / zone de fractures du Prince Edward; Crozet / zone de fractures du Gallieni; Bouvet / Point triple. Il n'en reste pas moins que le champ de contraintes au sein des plaques africaines et antarctique, où tout le volcanisme est concentré est très pauvrement défini. Ainsi une étude similaire à celle de Cloetingh et Wortel (1985) sur la plaque Australienne gagnerait à être faite pour les deux autres plaques.

En conclusion, nous devons faire une distinction nette entre structures régionales et champ de contraintes régional. Si les plateaux sous marins des plaques Africaine et Antarctique sont des structures asismiques à l'échelle de temps humain, il n'en reste pas moins que la distribution des contraintes à l'intérieur de ces plaques joue un rôle déterminant dans le volcanisme.

Toutes nos observations s'accordent à démontrer un champ en compression simple, lié à des mouvements décrochants. Nous proposons donc le modèle dépouillé de la fig.12C qui rentrera en ligne de compte dans le bilan des forces qui agissent sur un volcan et sera donc utilisé dans notre travail d'approche mécanique. Le substratum de l'édifice volcanique est soumis à une compression Si qui représente le champ de contraintes régionales. Elle s'oppose aux forces exercées par la ou les chambres magmatiques. Le champ résultant à l'intérieur de l'édifice représente l'inconnue. Il est important de souligner dès maintenant que le modèle que nous allons utiliser dans la deuxième partie de ce mémoire est axi-symétrique et que l'effet de cisaillement simple ne peut donc pas être représenté. L'effet d'un effort assymétrique sur le volcan ne pourra pas être testé. Le passage à une analyse tridimensionnelle fait partie des études à venir.

Les structures et la dynamique d'édifice engendrées par le fonctionnement des chambres magmatiques sont exposées dans le chapitre suivant.

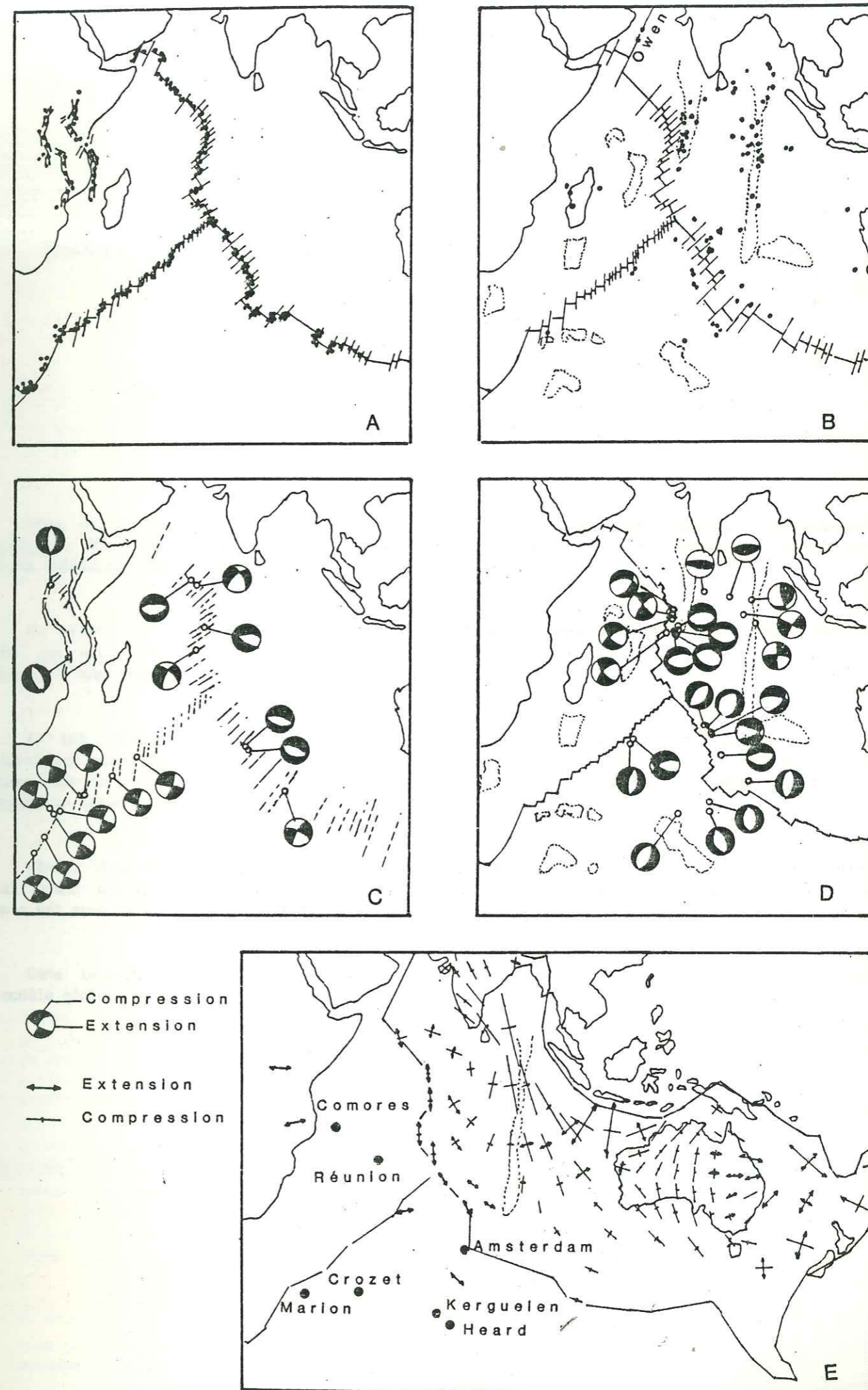


Fig. 13 Sismicité et champs de contraintes dans l'Océan Indien.

CHAPITRE II: DYNAMIQUE D'EDIFICE ET VOLCANOLOGIE

Afin de proposer un modèle géologique qui puisse satisfaire et s'appliquer aux édifices volcaniques étudiés, il nous fallait entreprendre une étude comparative de ces derniers. Pour cela une analyse thématique nous a semblé la plus appropriée.

En effet, à la différence de l'analyse monographique qui consiste à décrire les volcans les uns après les autres et à essayer d'en dégager les points communs (travail surtout fastidieux pour le lecteur), l'approche thématique permet une classification directe des problèmes.

Il est certain que les thèmes que l'on peut aborder sur les questions de dynamique ou de volcanologie sont très nombreux. Ainsi nous a-t-il paru évident d'exposer principalement ceux qui étaient bien documentés comme: la fracturation radiale, les calderas ou les glissements etc..., et pour lesquels un travail comparatif entre volcans était possible.

Ainsi, dans ce chapitre, chaque thème est étudié, l'un après l'autre, et documenté par un nombre aussi grand que possible d'exemples de l'Océan Indien et de l'Atlantique Sud. A chaque fois un modèle simple est proposé qui permet d'expliquer aussi bien la convergence que la divergence des observations.

Dans la dernière section tous les thèmes sont regroupés pour fournir un modèle géologique. C'est ce modèle géologique qui sera testé du point de vue mécanique.

1) EVOLUTION COMPAREE

Nous nous permettons d'attirer l'attention du lecteur sur le fait que la fig.14 illustre une évolution comparée et non pas une chronologie comparée qui a fait l'objet d'une étude spéciale dans le chapitre précédent. Ce travail est basé sur la comparaison entre cycles magmato-structuraux. Malgré les nombreuses variations, nous pouvons définir un modèle évolutif applicable à la plupart des volcans étudiés.

Ce modèle de cycle magmato-structural se définit par deux stades d'évolution:

- 1-Volcanisme basaltique formant un bouclier. La durée de ce premier stade est de plusieurs Ma. L'alimentation est radiale ou le long de rifts. Cette alimentation est néanmoins centrée avec formation éventuelle d'un cône terminal et d'une caldera sommitale. En fin d'activité une caldera bouclier de grande dimension se met en place.
- 2-Après une période de repos, reprise de l'activité avec volcanisme différencié aboutissant à la production de laves trachytiques ou phonolitiques et de pyroclastites.

Regardons en quoi les volcans étudiés s'accordent ou divergent de ce modèle.

Le Piton des Neiges et Gough illustrent parfaitement ce modèle de cycle (Chevallier et Vatin Perignon, 1982, voir annexe VIII; Chevallier, 1987, voir annexe IV). Ce sont tous deux des volcans Pliocène-Pleistocène où le stade d'érosion bien que profond (donc intéressant) a néanmoins conservé la fraîcheur de certaines structures. Les périodes basaltiques y sont tout à fait similaires sauf que la présence d'un cône terminal n'est plus décelable sur le Piton des Neiges. Des différences notoires existent pour la seconde période à volcanisme différencié. Sur le Piton des Neiges, ce volcanisme se caractérise par des laves variant des hawaïites aux trachytes, des intrusions en cone sheets avec formation de caldera, un cône central et un grand volume de pyroclastites. Sur Gough les laves sont essentiellement trachytiques, l'alimentation se fait par plugs situés en position centrale ou sur des radiales et les dépôts pyroclastiques sont de faible volume.

Sur la Possession, Maurice et Mayotte, volcans très anciens, deux cycles magmato-structuraux sont observés (Chevallier et al., 1983, annexe VI; Perroud, 1982; Nougier et al., 1986). L'érosion et la tectonique intenses qui ont affecté ces édifices durant plusieurs millions d'années ne permettent pas toujours de reconstituer avec précision les stades d'évolution anciens. D'un autre côté les structures profondes comme les ring dykes associées à la caldera bouclier sont mises en évidence sur la Possession. Sur Mayotte peu de données existent sur la structure du bouclier primitif. Sur les trois îles le volcanisme différencié (stade 2) se caractérise par l'extrusion de plugs trachytiques ou phonolitiques, très comparables à Gough (pas de cone sheet, pas de caldera, pas ou peu de dépôts pyroclastiques acides). Le second cycle débute par une reprise de l'activité basaltique (stade 3). Sur les trois volcans un rift volcanique fonctionne. La formation d'une deuxième caldera bouclier n'est pas observée. La deuxième période différenciée (stade 4) est moins marquée : volcanisme hawaïtique sur Maurice, hawaïtique à phonolitique sur la Possession et quelques maars trachytiques sur Mayotte.

Les volcans de la Fournaise, Karthala, Amsterdam, Marion et Tristan da Cunha sont des appareils très jeunes et actifs (Chevallier et Bachélery, 1981, voir annexe VII; Strong et Jacquot, 1970; Nougier, 1977; Chevallier et Verwoerd, 1987, voir annexe V, 1987; Chevallier et al., en préparation, voir annexe III). Ils ont tous moins d'un million d'années et sont encore au stade 1 du bouclier basaltique. La jeunesse de ces édifices met à jour les différences notables existant entre eux. Sur la Fournaise, trois calderas boucliers se sont formés correspondant à chaque fois à un changement dans la composition des basaltes (Kornprobst et al., 1984) et la migration de l'activité. Cône central et calderas sommitales y sont bien développés. Sur le Karthala, cône central et calderas sommitales emboîtées sont également présents. Par contre une caldera bouclier ne semble pas avoir affecté l'édifice. Sur Amsterdam deux calderas boucliers correspondant à la migration de l'activité. Cône central et calderas sommitales y sont observés. Sur Marion, deux centres d'activité fonctionnent simultanément. Si une concentration d'événements stromboliens est notée autour de ces deux centres, aucun volcanisme central caractérisé (cône terminal et caldera sommitale) n'est présent. Aucune caldera bouclier n'affecte l'édifice. Enfin, sur Tristan da Cunha l'activité terminale est très importante avec formation d'un cône central très prononcé mais pas de caldera sommitale. La présence d'une activité strombolienne latérale le long d'une structure annulaire nous amène à penser qu'un cone sheet basaltique existe en profondeur, mais aucune caldera n'y est associée.

Cette étude de l'évolution comparée démontre donc ce que nous avançons dans l'introduction de ce chapitre (page précédente), à savoir qu'une approche monographique de ces volcans n'est pas la plus appropriée mais qu'une analyse thématique se révèle par contre mieux adaptée, ce que nous entreprenons dans les sections qui suivent.


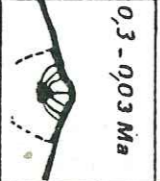
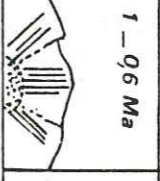
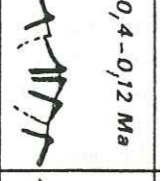
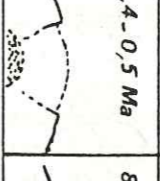
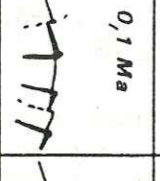
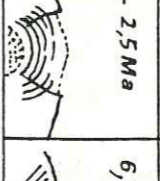
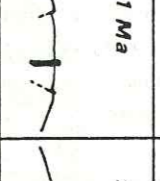
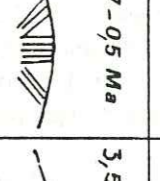
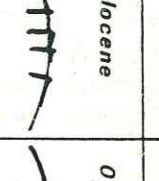
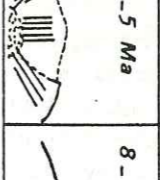
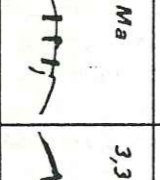
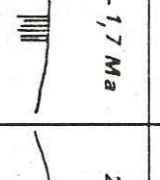
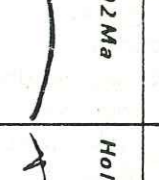
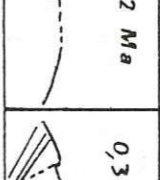
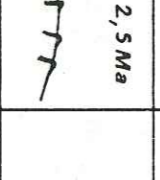
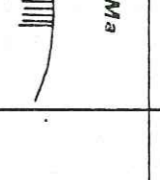
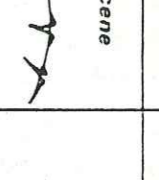
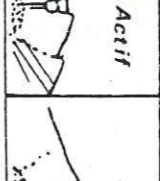
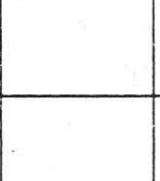
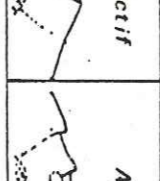
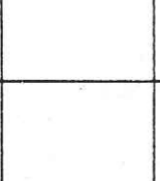
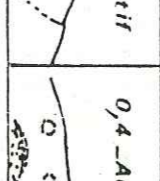
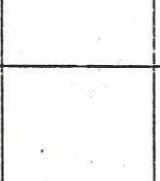
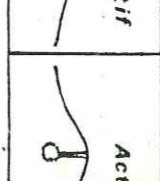
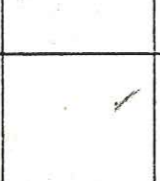
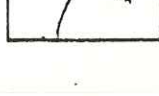

	Basalte	Différencié	Basalte	Différencié	
					Piton des Neiges
	2,1-0,4 Ma	0,3-0,03 Ma			
					Gough
	1-0,6 Ma	0,4-0,12 Ma			
					Bouvet
	1,4-0,5 Ma	0,1 Ma			
					Possession
	8-2,5 Ma	1 Ma	0,7-0,5 Ma	Holocène	
					Maurice
	6,2-5 Ma	5 Ma	3,5-1,7 Ma	0,02 Ma	
					Mayotte
	8-32 Ma	3,3-2,5 Ma	2 Ma	Holocène	
					Fournaise
	0,3-Actif				
					Karthala
	Actif				
					Amsterdam
	Actif				
					Marion
	0,4-Actif				
					Tristan da Cunha
	Actif				

Fig. 14 L'évolution comparée des volcans Indien et Atlantique Sud peut se résumer en une succession de cycles magmato-structuraux comportant une période différenciée. Certains volcans en sont encore au stade bouclier basaltique primitif, d'autres ont terminé leur premier cycle magmato-structural. Enfin d'autres plus vieux ont complété deux cycles.

2) LES CHAMBRES MAGMATIQUES - PETROLOGIE

Elles constituent les sources principales de contraintes et de déformations à l'intérieur des volcans. Ce sont les structures les moins accessibles et les données que nous possédons sont principalement d'ordre pétrologique. L'étude mécanique des édifices volcaniques sera certainement un moyen très approprié pour connaître leur caractéristiques physiques: taille, profondeur, forme. La dualité du volcanisme de l'Océan Indien et Atlantique Sud, basaltique et trachyphonolitique, nous amène automatiquement à faire une distinction similaire pour les chambres magmatiques.

a. Les chambres magmatiques basaltiques.

Des études magmatologiques avec un contrôle stratigraphique et volcanologique ont été effectuées sur le Piton de la Fournaise et sur Marion.

L'édification du volcan du Piton de la Fournaise peut se décomposer en quatre phases magmato-structurales séparées par la mise en place de calderas bouclier au diamètre de plus en plus réduit (Chevallier et Bachélery, 1981, voir annexe VII; Bachélery et Chevallier, 1982) (fig.15A). Des coupes litho-pétrographiques ont été effectuées dans les murs de ces calderas (travaux non publiés de l'auteur, effectués à l'Observatoire du volcan, et reproduits sur fig.15A). Bien qu'il s'agisse d'une étude macroscopique basée sur l'abondance des phases phénocristales, une évolution minéralogique nette semble caractériser chacune de ces phases:

- La phase I de la Fournaise primitive, échantillonnée dans la partie basse de la rivière des Remparts, consiste en basaltes à olivine et clinopyroxène) et basaltes océanitiques. Certains de ces derniers présentent même un faciès cumulatif avec de nombreux nodules d'olivine parfois pluricentimétriques comme ceux de la rive droite du Bras Jean Payet, SE du Tampon.
- Les phases éruptives I et II présentent chacune une évolution minéralogique du bas vers le haut de la série. La base est constituée en majorité de basaltes à olivine (+cpx) alors que les basaltes à olivine et feldspath deviennent prépondérants vers le sommet avec dominance de la phase feldspathique.
- La phase éruptive IV ou actuelle correspond à l'émission de basaltes à olivine et feldspath ou de basaltes océanitiques. Il est à noter que ces basaltes océanitiques ont été émis régulièrement tout au long de l'histoire du volcan.

Les études pétrologiques effectuées sur les laves des périodes éruptives successives de la Fournaise (Bachélery, 1981; Kornprobst et al., 1985) montrent deux lignées évolutives s'individualisant à partir d'un tronc commun caractérisé par un fractionnement "océanitique" (olivine + liquide) (fig.15B). Le premier stade correspond aux basaltes cotectiques (olivine+plagioclase+clinopyroxène) et résulterait d'une différenciation à faible profondeur dans une chambre magmatique superficielle (>1 Km) dont la présence a d'ailleurs été envisagée à la suite d'études structurales et sismiques (Chevallier et Bachélery, 1981, voir annexe VII; Lénat et al., en préparation). Le deuxième stade correspond à un fractionnement "wehrlitique" (olivine+clinopyroxène) résultant d'un processus plus profond (environ 15 Km).

La chambre superficielle alimente les éruptions terminales, sub-terminales et la majorité des éruptions latérales de la phase IV actuelle et est liée à la formation du cratère Dolomieu. La chambre profonde sous crustale est associée aux calderas successives. La diminution du diamètre des calderas et du volume des laves à olivine + pyroxène au cours des temps, nous amènent à penser que la chambre magmatique profonde a diminué d'importance au profit d'une chambre plus superficielle. Ceci semblerait se confirmer par l'absence de séismes profonds lors de l'éruption de 1983-84 (Lénat et al., en préparation). Les océanites seraient issues directement des zone de production et correspondraient aux phases de réalimentation des réservoirs superficiels.

La géométrie polylobée de la caldera de l'Enclos suggère une forme similaire pour la chambre profonde ou bien une migration de cette dernière. La Plaine des Osmondes en cours d'effondrement, et dont le rôle reste encore à préciser, pourrait correspondre au refroidissement en profondeur d'un tel réservoir.

Les études pétrologiques sur Marion et Prince Edward sont encore en cours et ne peuvent pas être reproduites en annexe de ce mémoire. L'interprétation des éléments en traces a été faite en utilisant

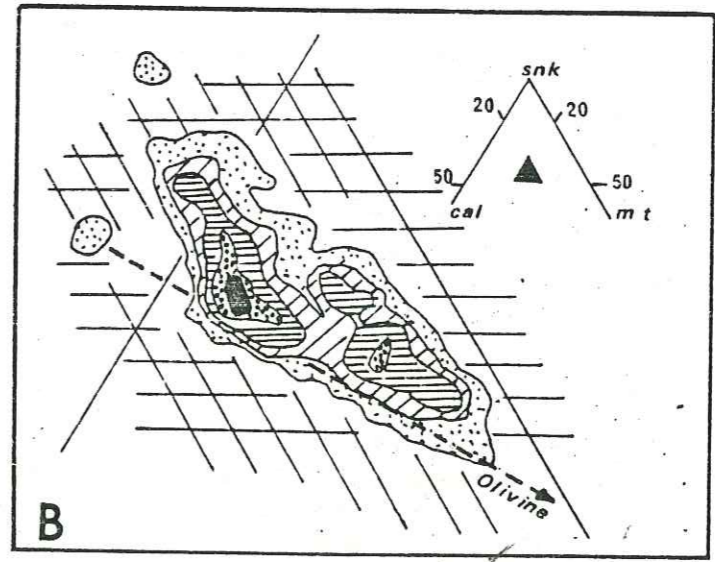
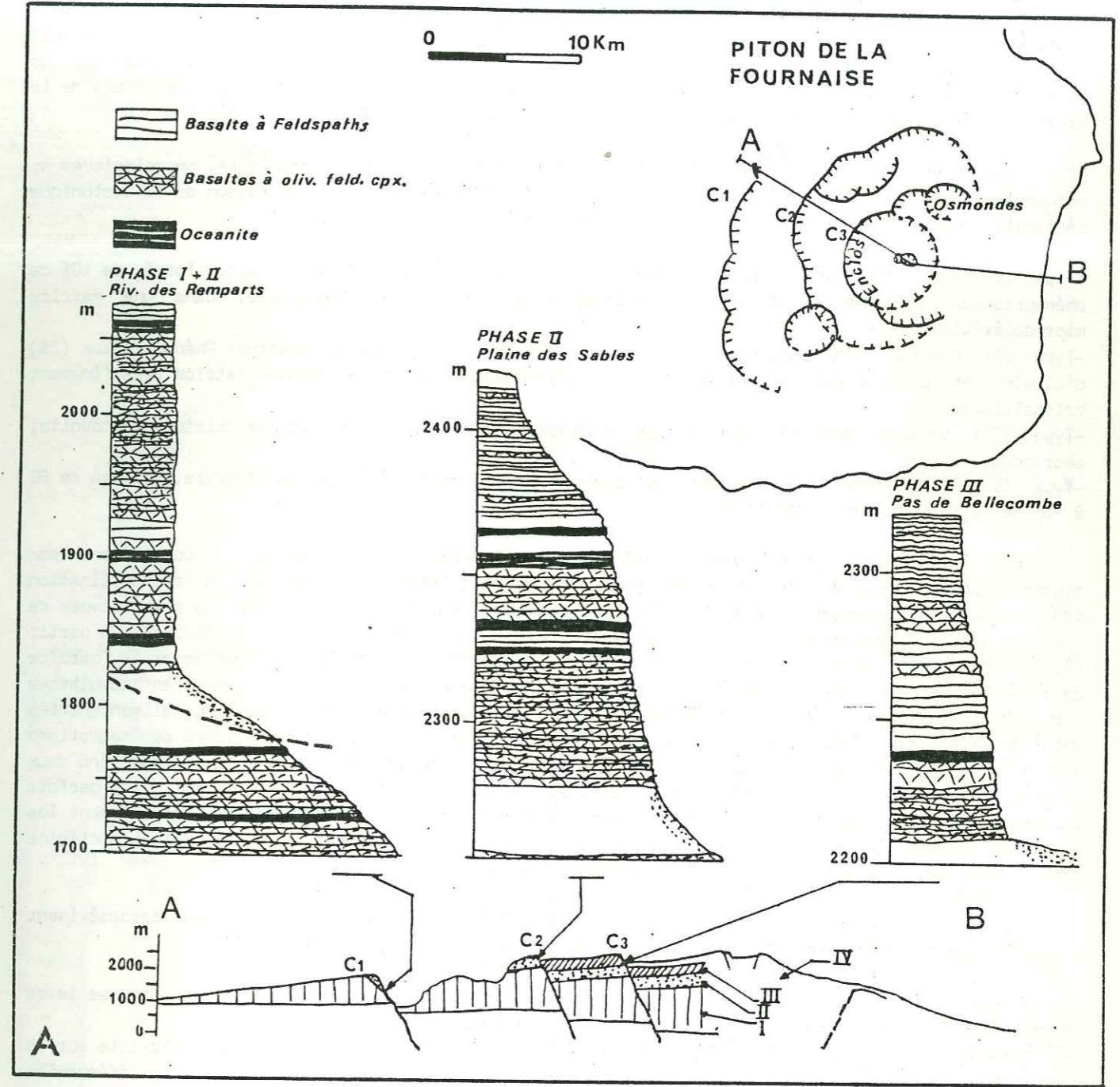


Fig. 15 A-Les quatre périodes magmatiques de la Fournaise (Chevallier et Bachélery, 1981) (Chevallier, données non publiées). B-Les deux lignées évolutives des basaltes fournaisiens à partir d'un tronc commun océanitique (Kornprobst, 1984).

les modèles théoriques préconisés et testés sur divers champs volcaniques par Treuil et al. (1982) et Joron et al. (1982). Le diagramme des éléments fortement hygromagphiles (Zr/Nb) (fig.16B) montre deux droites de corrélations passant par l'origine, pour Marion et Prince Edward, attestant une origine sous crustale différente pour les deux volcans. Le diagramme Zr/Ba en fonction de Zr (fig.16C) montre que les magmas des deux volcans résultent de degrés de fusion partielle différents. Les effets de la cristallisation fractionnée sont représentés sur le diagramme par des lignes horizontales.

Seul le volcan de Marion a pu faire l'objet d'études combinées stratigraphiques, pétrologiques et volcanologiques car 80% de l'édifice de Prince Edward a disparu sous l'eau en raison de la tectonique régionale. Quatre types de lave ont été émis durant l'histoire du volcan:

- Type I: Magma résultant d'un fractionnement "doléritique". C'est un basalte formé de 10% de phénocristaux corrodés d'olivine + clinopyroxène corrodés + plagioclase, dans une matrice microdoléritique.
- Type II: Basalte sensu stricto présentant trois phases de cristallisation: Phénocristaux (3%) d'olivine et plagioclase, microlites d'olivine squelettique et de plagioclase, matrice très finement cristallisée.
- Type III: Basalte cumulatif porphyrique à phénocristaux (30%) de plagioclase calcique (bytownite, anorthose).
- Type IV: Basalte aphyrique légèrement différencié (trachy-basalte) à texture fluidale, composé de 60 à 70% de microlithes de plagioclase.

Les diagrammes géochimiques Log(élément fortement hygromagphile) / Log(élément non hygromagphile) peuvent être employés pour définir les grandes étapes de la cristallisation fractionnée. Le diagramme Log(Zr)/Log(Ni) (fig.16D) montre les champs géochimiques des quatre types de basaltes décrits précédemment. Ceci est également illustré sur le diagramme ternaire Di/Ol/Pl. A partir d'un tronc commun (basaltes type I et II) s'individualisent deux lignées, l'une différenciée (basalte de type IV) à plagioclase sodique, l'autre qui n'est pas à proprement parler une lignée, est cumulative à plagioclase calcique. Les basaltes de types I et II sont les plus courants et ceux qui alimentent les éruptions récentes. Les types III et IV n'ont été émis qu'au cours d'une période de "magmatisme anormal" dans l'histoire du volcan. Nous pensons que les magmas de type I et II représentent deux niveaux d'évolution à l'intérieur de l'édifice. Le type I (légèrement cumulatif avec parfois chromospinelle et à phénocristaux corrodés) serait d'origine profonde alimentant préférentiellement les éruptions stromboliennes. Le type II (olivine squelettique, cristallisation rapide) serait d'origine plus superficielle alimentant plutôt les éruptions fissurales.

Quatre périodes éruptives, séparées par des événements tectoniques majeurs caractérisent l'édification du massif (Chevallier et al., en préparation, voir annexe III) (fig.16E):

- Le premier stade (0.45 à 0.41Ma) correspond à la construction du bouclier principal central; Les laves de type I et II sont émises à partir des deux niveaux d'évolution.
- Le deuxième stade (0.35 à 0.09Ma) voit l'individualisation d'un deuxième appareil satellite sur le flanc sud ouest du bouclier. Deux lignées magmatiques, l'une cumulative (III), l'autre différenciée (IV), sont émises indépendamment par les deux centres. Ce qui nous amène à proposer un phénomène de fractionnement de liquides au cours de cette deuxième phase de l'évolution du volcan.
- Le troisième stade (0.06 à 0.03Ma) correspond au retour au magma de type I mais avec les deux centres fonctionnant simultanément.
- Le quatrième stade correspond au volcanisme Holocène et au retour au magmatisme initial avec basaltes de type I et II.

En conclusion, les études pétrologiques et stratigraphiques s'accordent à démontrer pour le Piton de la Fournaise et pour Marion la présence d'un système de chambres magmatiques à deux niveaux, l'un sous crustal et l'autre superficiel.

b. Les chambres à magma différencié.

Les meilleures données que nous possédons sur les chambres à magma différencié proviennent de Kerguelen où une étude exhaustive des massifs plutoniques a été entreprise par Giret (1983). Ce sont tous des complexes annulaires alcalins ou transitionnels formés de gabbro-syérite et parfois de granite. Différents niveaux structuraux ont été décrits par cet auteur.

Un des niveaux les plus profonds de l'Archipel est représenté par le Val Gabbro (fig.17A) qui se compose d'un plancher cumulatif périclinitique et pyroxénique, surmonté par un gabbro à litage vertical

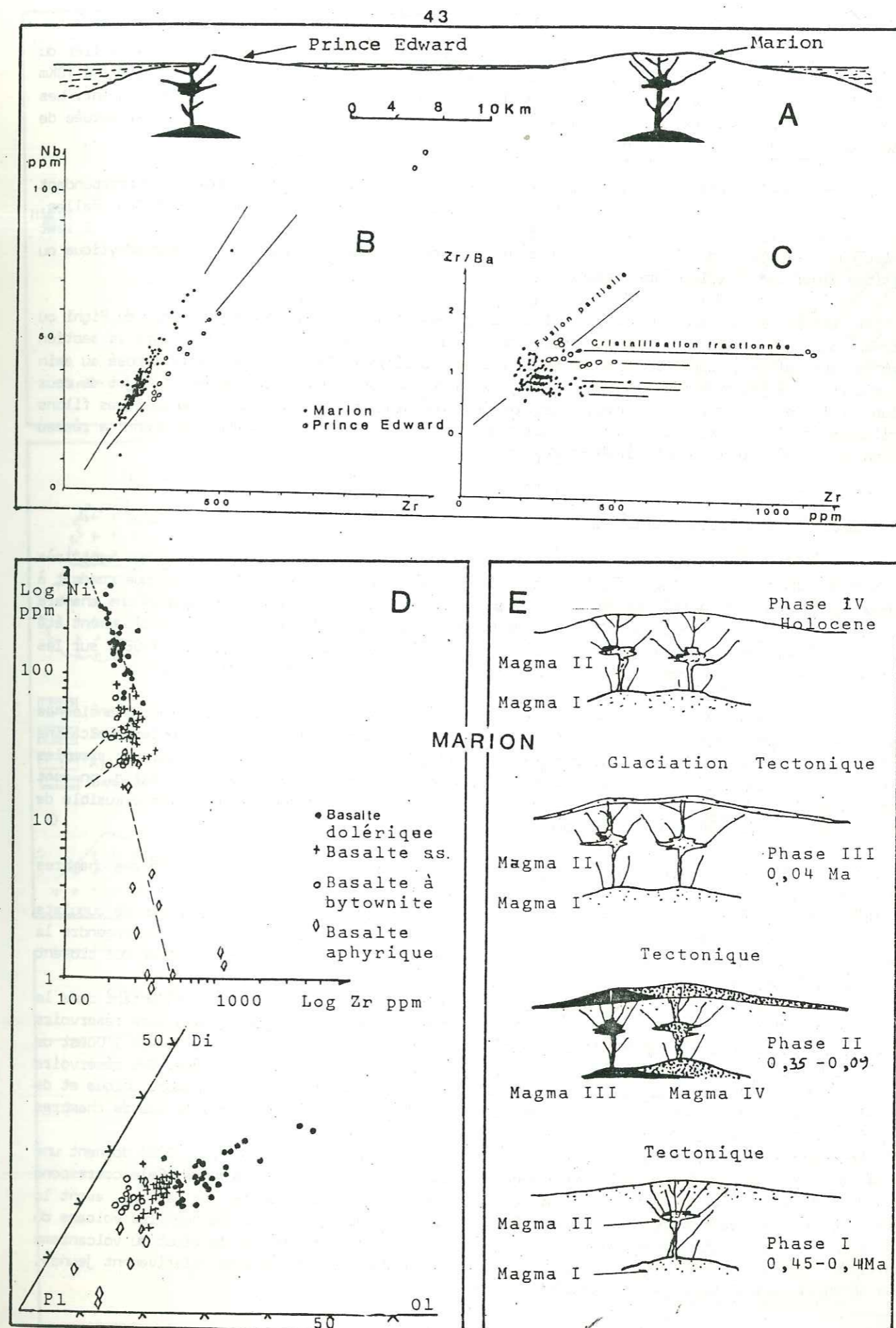


Fig. 16 Géochimie et stades d'évolution de Marion (voir texte).

accompagné d'un liquide syénitique résiduel de très faible volume.

Un niveau structural moins profond est représenté par le Centre Sud de la Péninsule Rallier du Baty et par l'île de l'Ouest (Fig.17A et B). Ces deux complexes annulaires d'un diamètre estimé à 10Km consistent en une suite de gabbro-syénite dans laquelle le terme syénitique est le plus abondant. Les anneaux ont un pendage externe et la cristallisation du gabbro est précoce et s'est effectuée de l'extérieur vers le coeur du réservoir.

Un troisième niveau plus superficiel ou hypovolcanique est observé. Les complexes correspondant ont des dimensions réduites comparables entre elles (de l'ordre du Km): Montagnes vertes, Mont Ballon, Iles Nuageuses (fig.a et C). Au contact de ces massifs plutoniques l'encaissant est rébroussé. Il leur est toujours associé un réseau filonien radial ou concentrique (fig.17C) de nature trachytique ou syénitique ainsi que du volcanisme explosif.

Cet ultime réseau filonien ainsi que les plugs, comme les intrusions microgranitiques du Righi ou rhyotrachytique du ravin du Bol de Punch du Diable (fig.17A) (décrits en détail dans la section consacrée aux plugs), constituent un niveau structural supérieur. Ce niveau est mieux exposé au sein des volcans à érosion moins profonde comme le Piton des Neiges ou Gough et qui fera l'objet de deux sections ultérieures. Il est à noter, pour faire une comparaison avec Kerguelen, que quelques filons doléritiques et de rares lames et laccolithes de gabbro-syénite accompagnent également ce réseau filonien trachysyénitique au sein du Piton des Neiges.

c. Le modèle de chambre magmatique

Notre modèle de chambre comporte deux niveaux d'évolution magmatique différents qui sont très bien marqués dans la pétrologie des laves basaltiques de la Fournaise et de Marion et nous conduit à proposer le schéma simplifié de la fig.17D avec une chambre profonde sous-crustale et une chambre superficielle au sein de l'édifice. Cet agencement n'est pas unique et confirme ce qui a récemment été décrit par Tryggvason (1986) sur les réservoirs du Krafla en Islande, par Decker (1987) sur les volcans Hawaïens ou par Gourgaud (1985) sur des édifices à contexte tectonique différent.

Les complexes plutoniques annulaires que l'on rencontre de par le Monde représentent d'anciennes chambres magmatiques refroidies. Ils sont nombreux en domaine continental (les complexes alcalins d'Afrique pour ne citer que les plus connus). Ils sont plus rares en domaine océanique. Les exemples des complexes intrusifs décrits par Giret (1983) sur Kerguelen et Roobol (1974) en Islande, en sont toutefois des illustrations très intéressantes et nous serviront pour discuter d'une forme plausible de chambre magmatique pour notre modèle géologique (Chap. III).

Notre modèle de chambres magmatiques différenciées résulte du processus évolutif des chambres basaltiques (fig.17D).

Dans un premier temps le magma cristallise en profondeur, résultant en la formation de cumuls péridotitiques en base de chambre et de gabbro aux murs. La baisse de pression magmatique engendre la formation de ring dykes auxquels est associée la mise en place des calderas de bouclier qui closent toujours la période basaltique.

Dans un deuxième temps, le liquide résiduel syénitique monte en surface se réinjectant dans la chambre superficielle également en cours de refroidissement, ou bien créant un ou plusieurs réservoirs superficiels supplémentaires de petite dimension. L'observation faite par Giret à l'île de l'Ouest de syénite discordante au sein des gabbros annulaires va dans le sens de cette hypothèse. Ces réservoirs superficiels sont à l'origine du volcanisme explosif en surface. Dans le cas d'une chambre unique et de taille importante un réseau de cone sheets et une caldera sont engendrés; Dans le cas de chambres multiples et petites des plugs se mettent en place.

Des datations effectuées sur les massifs annulaires de Kerguelen (Giret, 1983) donnent une période de mise en place et de refroidissement s'étalant sur quelques Ma en moyenne. Cela correspond bien à la période de calme éruptif de 2Ma qui suit la mise en place des trachytes sur Maurice, avant la reprise du deuxième cycle magmato-structural. Cela laisserait à supposer aussi que pour les volcans du Piton des Neiges, Gough et Possession, où l'arrêt du volcanisme basaltique et le début du volcanisme trachytique ont été datés autour de 600 000 ans, les chambres magmatiques sont relativement jeunes, encore en cours de refroidissement et potentiellement actives.

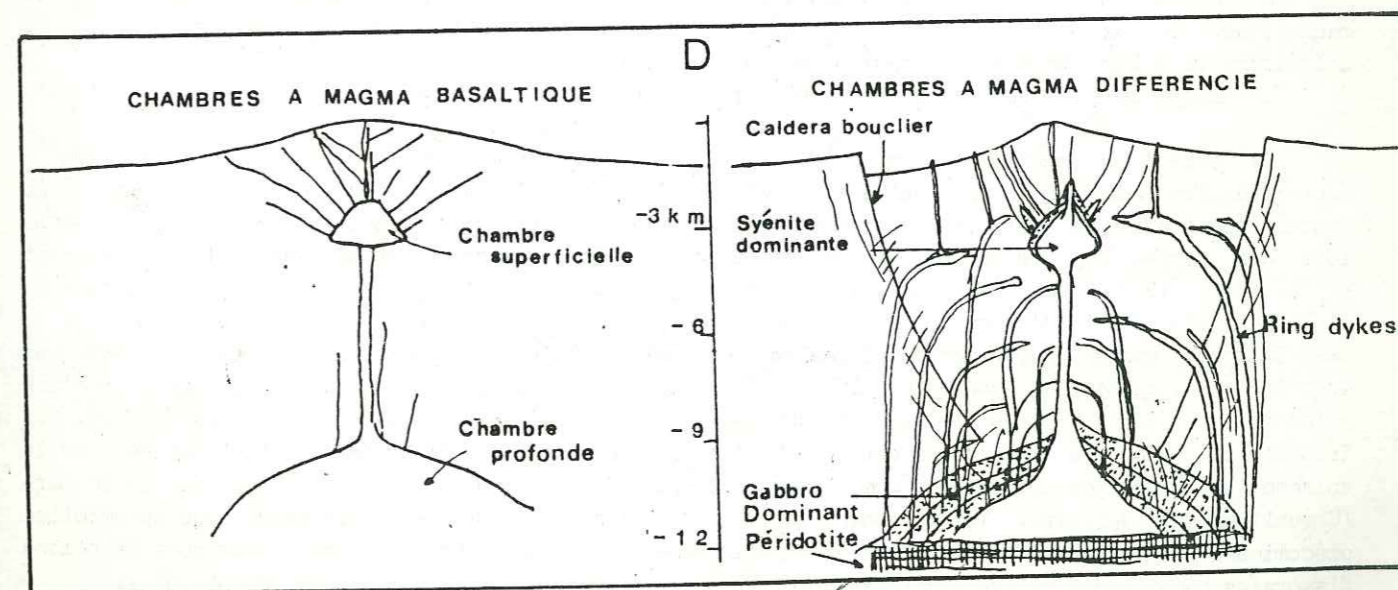
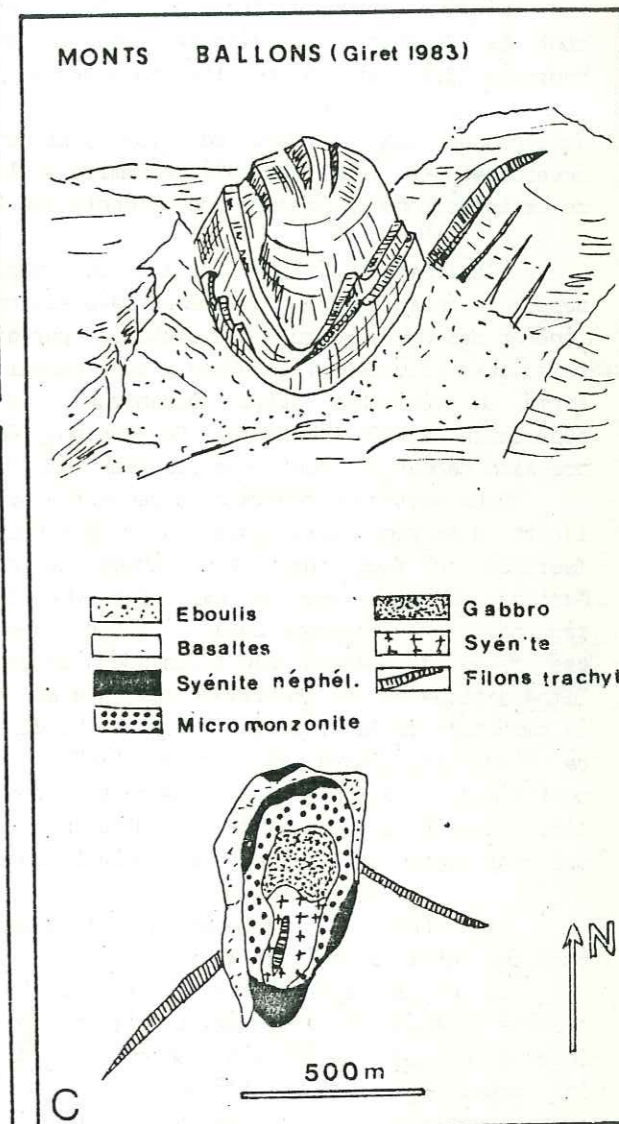
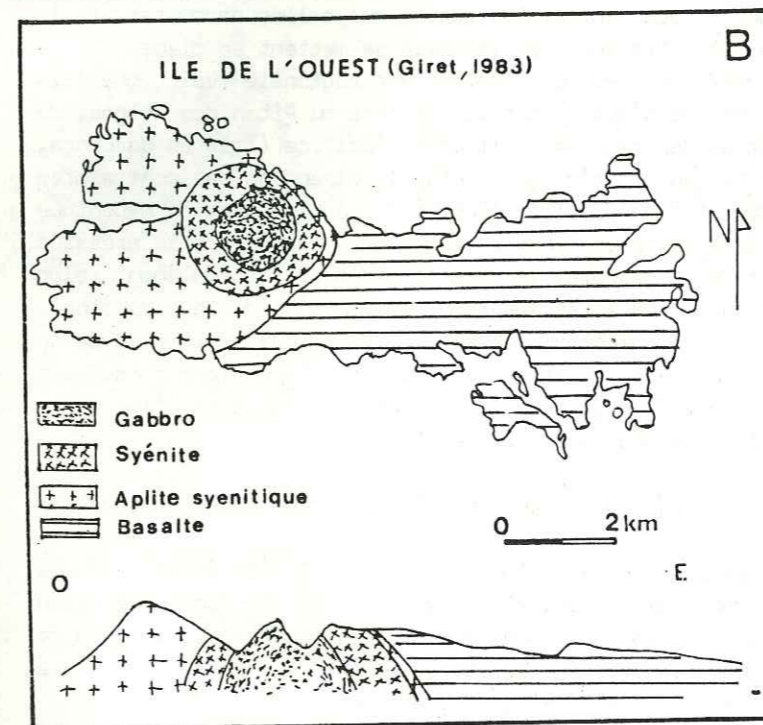
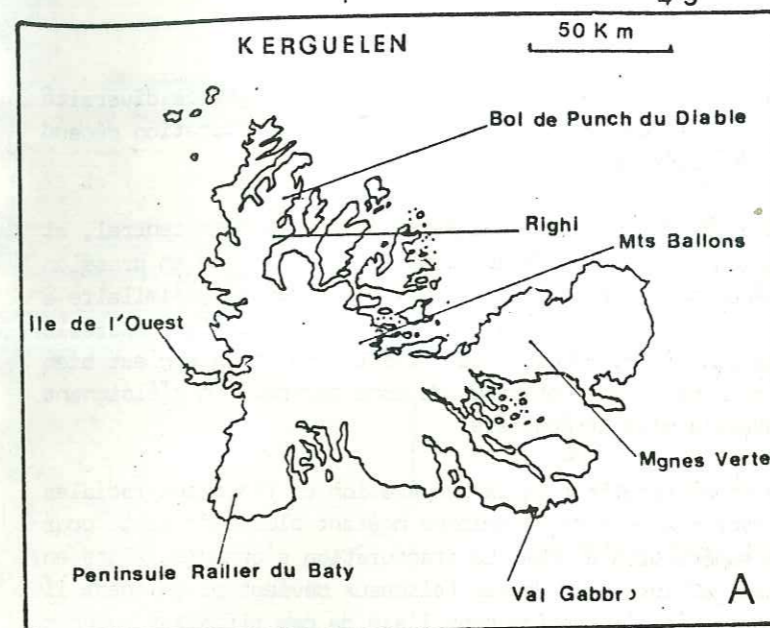


Fig. 17 A-Les complexes annulaires de Kerguelen(Giret, 1983). B-Un complexe intermédiaire. C-Un complexe hypovolcanique. D-Les modèles de chambres magmatiques

3) FRACTURATION RADIALE ET RIFTS VOLCANIQUES

La géométrie et la densité des systèmes de fracturation radiale présentent une grande diversité sur les volcans de l'Océan Indien et de l'Atlantique sud (fig.18). Le type de fracturation dépend principalement du type d'alimentation, centrale ou latérale.

L'alimentation centrale est liée à l'élévation d'une colonne magmatique dans un cône central, et dont le diamètre est discuté dans la section sur les calderas sommitales. La montée en pression hydrostatique qui en résulte engendre un phénomène de fracturation hydraulique radiale, similaire à celui observé en Génie Civil lors d'injection liquide dans un trou de forage. Pour les appareils volcaniques qui montrent ce type d'alimentation (fig.18ABCDE) la fissuration radiale n'est bien développée et régulière qu'à proximité de la colonne et à l'intérieur du cône central. En s'éloignant de cette colonne on passe à une alimentation latérale plus irrégulière.

L'alimentation latérale est considérée comme résultant de la propagation de fractures radiales depuis la chambre magmatique même, la pression hydrostatique de la colonne n'étant plus suffisante pour générer des dykes jusqu'à des distances parfois supérieures à 10km. La fracturation s'organise alors en faisceaux filoniens (les dykes y sont parallèles) et lorsqu'un de ces faisceaux devient prédominant il forme un véritable "rift volcanique". La densité d'intrusion dans l'axe de ces rifts est souvent supérieure à 50% (Maurice, Possession, Gough). Des contraintes autres que celles produites par la pression magmatique sont donc requises pour que cette fracturation latérale se mette en place.

Deux sortes de contraintes peuvent alors entrer en jeu. La première est régionale (voir chapitre I) et s'exprime soit sous forme de structures océaniques réactivées (rifts du Piton des Neiges, de Maurice) ou sous forme d'un champ de contraintes externe appliqué à l'édifice (Tristan da Cunha, Marion). Dans le second cas, les dykes ont tendance à s'aligner selon la direction des contraintes régionales (S1-S2) comme cela a été très bien démontré par Muller (1986) sur une modélisation mécanique des dykes de Spanish Peak (Colorado). La deuxième sorte de contraintes est gravitaire. Si la pression lithostatique est la contrainte maximale au toit de la chambre, le dyke se propagera latéralement selon la direction de la contrainte moyenne. La distribution de cette dernière est fonction de la morphologie de l'édifice. Fiske et Jackson (1972) ont bien démontré sur modèle analogique le rôle de cette contrainte gravitaire et notamment comment un dyke pouvait se propager latéralement suivant l'allongement de l'édifice. La mise en place des rifts NE et SE de la Fournaise illustre l'influence des contraintes gravitaires sur le développement du système intrusif radial.

Le système de fracturation radiale peut donc se diviser en deux niveaux structuraux au sein des édifices volcaniques (fig.18J):

Un niveau superficiel à fracturation dense, axisymétrique, isotrope, développé autour d'une colonne magmatique centrale. Il s'agit d'une fracturation hydraulique qui se crée lorsque la pression interne du magma excède l'action combinée de la contrainte minimum et de la résistance à la tension de la roche. Cet état est aisément atteint dans les niveaux superficiels des édifices. La présence d'une colonne est néanmoins nécessaire pour atteindre ces niveaux superficiels.

Un niveau profond à fracturation assymétrique moins dense générée à partir de la chambre magmatique. Ce sont des fissures de tension résultant de l'application d'un champ de contraintes anisotrope au milieu: contraintes régionales ou gravitaires.

Un niveau plus profond à partir duquel seraient générés les intrusions de rift est plus spéculatif.

Ce modèle structural explique la répartition des dynamismes éruptifs sur le Piton de la Fournaise. Les éruptions subterminales et latérales (Bachelery, 1981) correspondent respectivement à la fracturation produite par la colonne magmatique et à la fracturation provenant de la chambre. Ainsi lors des cycles éruptifs de 1972 (Krafft et Gèrente, 1977a; Montaggioni et al. 1972), 1975-76 (Krafft et Gèrente, 1977b) de 1981 (Chevallier et al., 1981) et de 1983/84 (Lénat et al., sous presse) l'alimentation s'est d'abord opérée à partir de la colonne puis à partir de la chambre. En 1972 et 1983/84 deux phases correspondant à une seconde réalimentation de la colonne, ont été observées. Les éruptions latérales le long des rifts 1977 (Kieffer et al., 1977) et 1986 s'accompagnent d'une alimentation centrale très faible et correspondent à la vidange de la chambre (magma dégazé). Sur Tristan da Cunha la séparation est nette entre éruptions terminales riches en gaz alimentées par la colonne et éruptions latérales stromboliennes (ou parfois riche en liquide) alimentées par la chambre (Chevallier et Verwoerd, 1987, annexe V). Sur Marion les éruptions latérales de type strombolien prédominent et seraient donc alimentées directement par la chambre. Cependant, quelques éruptions fissurales hawaïennes hautes sembleraient dénoter la présence de deux colonnes peu développées.

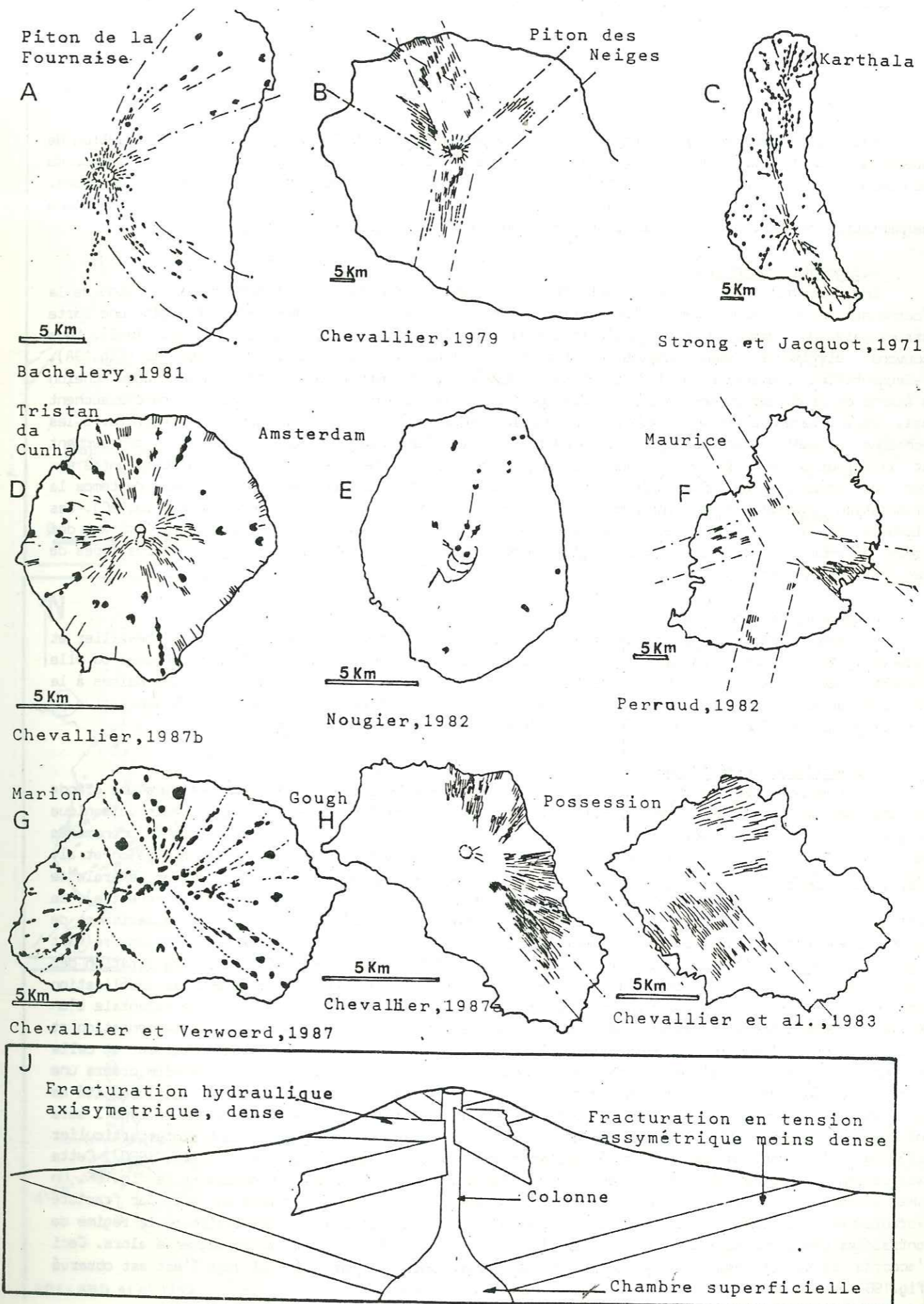


Fig. 18 La fracturation radiale centrale et latérale.

4) LA FISSURATION EN ECHELON

Elle est très souvent rencontrée sur les volcans où leur singularité a attiré l'attention de quelques auteurs (Nakamura, 1970; Pollard et al., 1983). Elle est bonne indicatrice de l'état de contrainte et du champ de déformations d'un édifice, ou de certaines parties de l'édifice du moins. Cette fracturation en échelon était jusqu'à présent signalée en surface. L'observation d'une segmentation des dykes en coupe est un élément nouveau apporté par cette étude.

a. Segmentation en plan.

Une fissuration en échelon est très bien développée sur le cône terminal du Piton de la Fournaise. Avec l'aide des photos aériennes mission 1981 et des mesures de terrain, une carte structurale du sommet a été établie (fig.19A) (Gratier et al., 1982; Bachélery et al., 1983). Nous pouvons distinguer quatre types de fractures (illustrées par des numéros sur la fig.19A). 1-Segmentation coplanaire à la direction générale. 2a-Segmentation avec rejeu mais chaque échelon s'écarte de la direction générale de la fracturation et les terminaisons des échelons ne se chevauchent pas. 2b-le rejeu peut ne pas avoir la même valeur (dextre ou senestre) le long de la fracture. 3-les échelons présentent une rotation par rapport à la direction générale, leur terminaison se chevauchent et la valeur du rejeu est la même tout au long de la fracture. 4-les échelons sont connectés entre eux par des relais. Sur Marion le dynamisme essentiellement strombolien masque la plupart du temps la fissuration initiale. Néanmoins en quelques rares endroits celle-ci est observable (fig.19C). Ces fissures en échelon ainsi que l'activité en général se disposent le long de fractures limitant des zones effondrées interprétées comme glissements de flancs (Chevallier, 1986). Les quatre types de segmentations y sont rencontrés.

b. Segmentation en coupe.

La segmentation en plan vertical a été décrite sur Tristan da Cunha (fig.19D) (Chevallier et Verwoerd, 1987, annexe V) mais peut être également observée sur Gough et le Piton des Neiges où elle présente les mêmes caractéristiques. Les échelons sont de type 2 c'est-à-dire non coplanaires à la fracture parentale et sans rotation. Cette segmentation se fait toujours lorsque l'intrusion arrive en surface et alimente un cône de scories. Elle n'est pas observée en profondeur.

c. Interprétation mécanique.

Les fissures ouvertes en échelon associées à des zones de fracture sont observées dans une grande variété de matériaux et à des échelles différentes. La formation des échelons en terrain volcanique correspond à la segmentation d'une fracture parentale (le dyke) et se distingue donc des phénomènes associés aux zones de décrochement (fissure de T, Riedel ou fracture P) décrites par Vialon et al. (1976). Ces fissures de type T, R ou P présentent un angle voisin de 15° avec la direction générale de la fracture, se chevauchent fortement et possèdent un rejeu de même valeur (ou dextre ou senestre), ce qui n'est pas le cas pour les fissures volcaniques à l'exception du type 3. Des expériences de laboratoires ont montré que la segmentation d'une fracture parentale en plusieurs échelons se fait lorsque cette dernière rencontre une région où la contrainte principale a subi une rotation par rapport à l'axe de propagation (Sommer, 1969). Pollard et al. (1982) démontrent par modélisation numérique que cette segmentation peut être initiée par l'application à la fracture parentale d'un régime de contraintes bimodal, en extension et cisaillement (fig.19E). La tendance à la segmentation et à la rotation de l'échelon augmente lorsque le rapport entre la contrainte du mode cisailant et celle du mode en extension s'éloigne de zéro. Ainsi l'application du seul mode en extension créera une segmentation du type 1 ou 2; Le décalage des échelons dans le type 2 étant attribué à l'hétérogénéité de la roche. En revanche si le mode en cisaillement devient important une segmentation de type 3 sera initiée. La segmentation sigmoïdale de type 4 est simplement due au champ de contraintes particulier créé par l'interaction des extrémités des échelons qui se propagent (Segall et Pollard, 1980). Cette explication mécanique et nos propres observations permettent de proposer le modèle de la fig.19F. Un dyke radial se propage depuis la chambre magmatique soit par fracture en tension, soit par fracture hydraulique. S'approchant de la surface, il rencontre une zone à glissements gravitaire où le régime de contraintes change brusquement pour devenir bimodal: extension-cisaillement, et se segmente alors. Ceci s'accorde particulièrement à la Fournaise où un mouvement de pente général vers l'est est observé (fig.19B) et sur Marion un mouvement multidirectionnel s'opère.

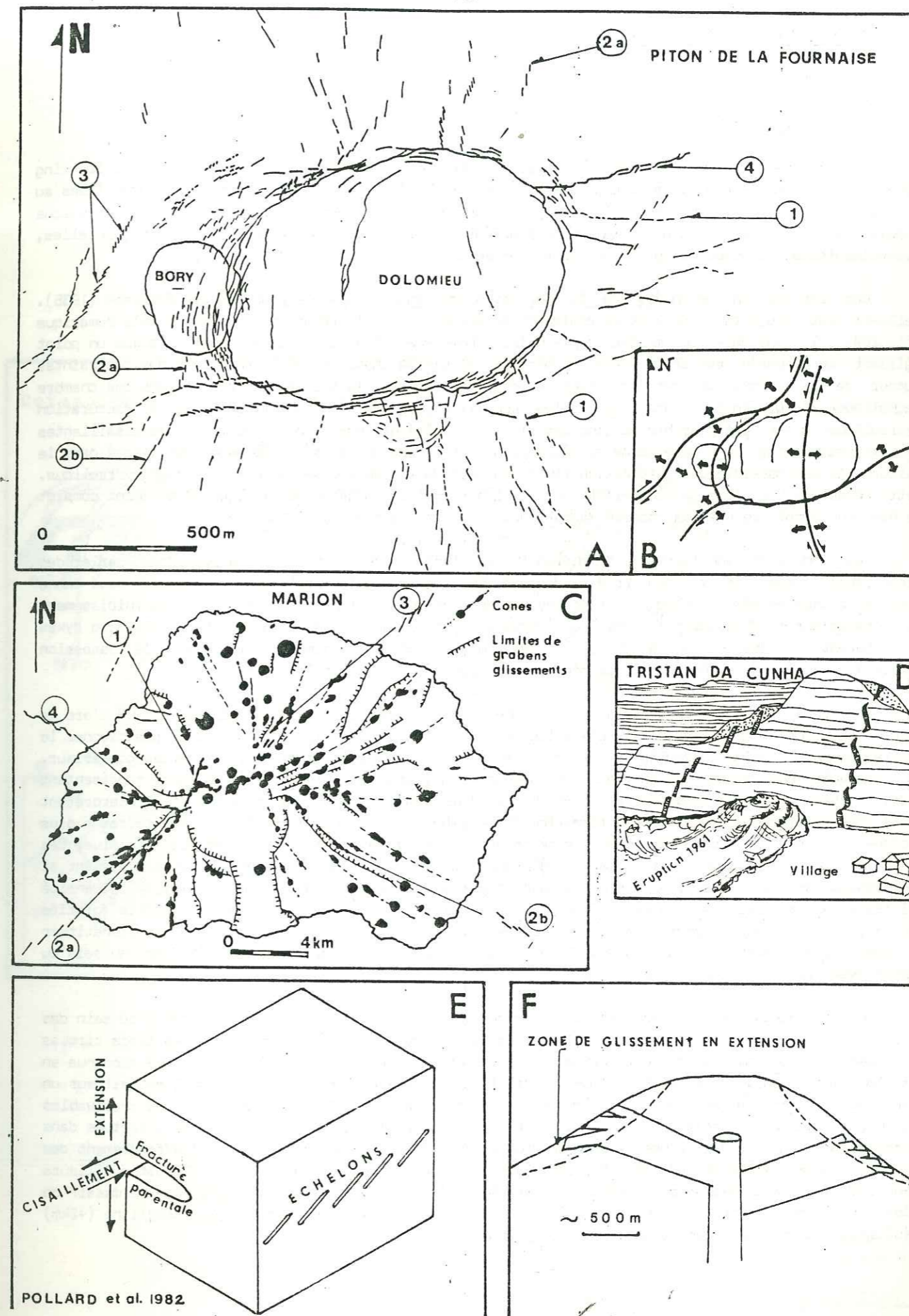


Fig. 19 Région sommitale du cône central de la Fournaise. Noter sur A, les quatre types de fissures en échelon décrites dans le texte et sur B, les mouvements du cône déduits de l'analyse structurale C-Les quatre types de fissuration sur Marion. D-Fissuration en échelon verticale sur Tristan da Cunha. E-Explication cinématique. F-Origine de la fissuration en échelon.

5) RING DYKES ET CALDERAS BOUCLIER

a. Les ring dykes

Nous avons vu sur l'exemple des complexes plutoniques de Kerguelen (Giret, 1983) que les ring dykes (intrusions annulaires à pendage vertical ou externe très penté) étaient des structures liées au refroidissement d'une chambre magmatique de profondeur variable, alors que les cones sheets (intrusions annulaires à pendage interne) étaient uniquement observés pour des chambres plus superficielles, hypovolcaniques, et associés au volcanisme en surface.

Une explication mécanique de la formation des ring dykes a été proposée par Anderson (1935). Celle-ci est toujours valable et généralement acceptée dans la littérature. Dans son modèle numérique (fig.20A) il considère un milieu semi-infini, homogène, élastique, dans lequel il place un point agissant en poussée verticale vers le bas. Il calcule le champ des déplacements et des contraintes autour de ce point, ce dernier étant supposé représenter la baisse de pression dans une chambre magmatique en profondeur. Dans de telles conditions de pression magmatique basse la fracturation hydraulique n'est pas possible le long des plans de contrainte maximale et les fractures cisailantes en extension à fort pendage externe se développent. Cependant une fois que le magma est engagé dans la cassure il est possible que la pression fluide en bout de fracture provoque une extension hydraulique. Cette fracture va alors se courber et passer à l'horizontale, provoquant ainsi un détachement complet du bloc qui s'enfonce dans la chambre magmatique.

Les complexes annulaires de Kerguelen (Giret, 1983) ne représentent pas à proprement parler des ring dykes comme ils viennent d'être décrits. En effet l'érosion profonde sur Kerguelen nous donne accès à la chambre même. Ce que nous y observons, ce sont les enveloppes successives de refroidissement de l'extérieur (gabbro) vers le cœur du réservoir (syénite ou rarement granite). Les vrais ring dykes se trouvent au dessus de la chambre magmatique et sont bien observés sur l'île de la Possession (Crozet) et au Piton des Neiges qui présentent tous deux un taux d'érosion moins avancé.

Le volcan de la Possession possède une structure annulaire bien développée sur 90° d'arc de cercle (fig.20B) (Chevallier, 1981; Chevallier et al., 1983, annexe VI). Elle permet de positionner le centre volcanique en mer, résultat confirmé par ailleurs grâce à un système intrusif radial postérieur. En coupe les dykes présentent une forme en coupole et sont presque jointifs (l'engainant représentant 10%). A deux endroits des failles normales à pendage centripète ont été observées et s'interprètent comme des fractures accompagnant la formation d'une caldera. A la pointe des Moines, les terrains plus anciens et profonds sont recoupés par de nombreux sills appartenant à cette période intrusive. Ces sills et leur encaissant stratifié ont maintenant un pendage de 40° Ouest du fait du basculement et soulèvement de la série lors de la phase tectonique récente. On observe une variation de densité d'intrusion de sills d'Ouest en Est (aucun sill sur 300m de coupe au Rocher des Moines / sills jointifs aux Aiguilles). En replaçant la série des Moines dans sa position primitive nous pouvons reconstituer la géométrie du système intrusif au moment de sa mise en place. Il apparaît clairement alors au sein du volcan deux niveaux intrusifs superposés.

Sur le Piton des Neiges des complexes de dykes à pendage externe ont été décrits au sein des séries anciennes bréchiques (Chevallier, 1979). Ces structures, bien développées dans les trois cirques ne présentent cependant pas de géométrie annulaire. Trois niveaux de sills jointifs ont été reconnus en relation avec trois directions intrusives distinctes (fig.20C). Le passage dyke-sill se fait sur un rayon de courbure moyen de 50m. Bien que les relations chronologiques ne soient pas observables partout, plusieurs observations nous amènent à penser que l'activité intrusive s'est effectuée dans l'ordre N30 - N120 - N70 et à des niveaux de plus en plus bas. Nous associons ceci à l'effondrement des pans de caldera. Un des rebords de cette structure caldérique associé à la direction N70 est d'ailleurs bien exposé dans la chaîne des Pitons de Gueule Rouge (voir fig 21). Signalons enfin que le massif de gabbro lité de la rivière Du Mat (Salazie) est interprété comme un gros sill-laccolithe (+2km) résultant de tels phénomènes de subsidence en profondeur.

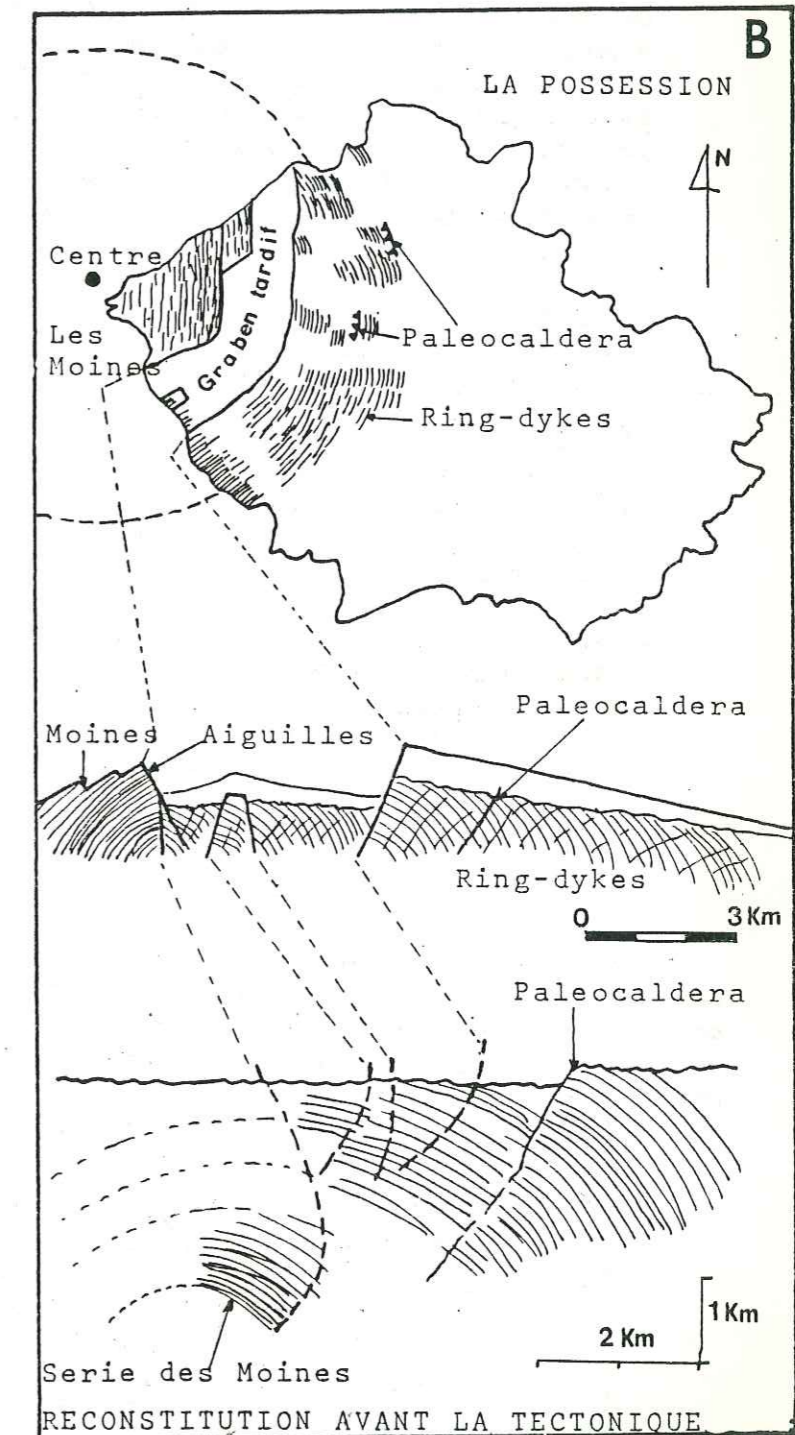
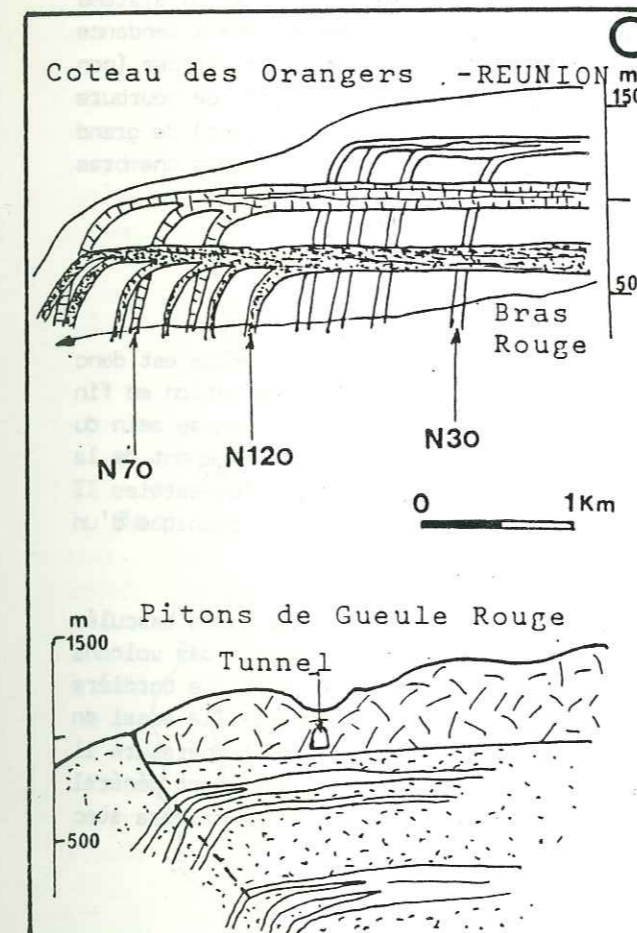
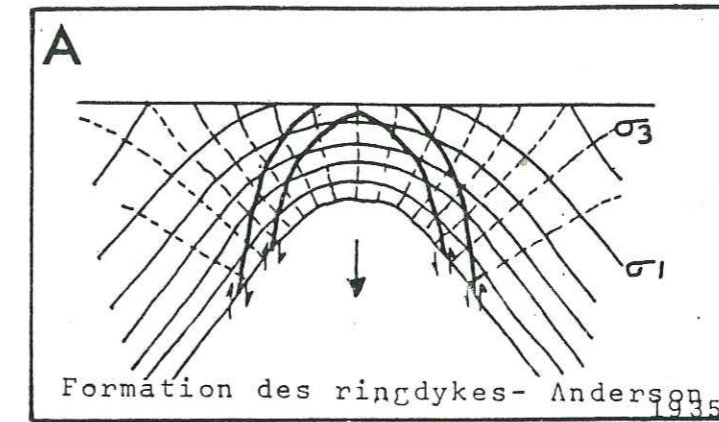


Fig. 20 A-Origine des ring dykes le long de fractures cisailantes par baisse de pression magmatique. B-Les ring dykes de la Possession. Une reconstitution du système est obtenue par soustraction de l'effet de la tectonique Holocène en horst et graben. C-Les dykes en cloche du Piton des Neiges et leur association avec le rebord de la caldera.

b. Les calderas bouclier

Les calderas bouclier représentent l'expression en surface des phénomènes de subsidence en profondeur. Quand leur morphologie est encore visible, elles montrent les caractéristiques suivantes (fig. 21A):

Géométrie

Elles affectent des surfaces importantes mais n'ont pas de géométrie bien définie. Néanmoins elles semblent correspondre à la coalescence de plusieurs structures à failles bordières arquées ou rectilignes et de tailles différentes, et reflètent ainsi la forme complexe du système magmatique en profondeur ou sa migration. Elles se définissent donc comme des grabens à tendance circulaire ou des mégabasculements en relation avec la déflation des chambres profondes (non superficielles) mais situées à des niveaux différents (fig. 21B). Les grands rayons de courbure sont vraisemblablement à associer à un réservoir sous-crustal (10-15 km de profondeur) de grand volume. Nous pensons que la mise en place de ces calderas, ainsi que celle des chambres associées, est guidée par la tectonique régionale qui affecte la lithosphère océanique.

Mécanisme

Elles terminent l'évolution du bouclier ou d'un mégacycle magmatique. Leur mise en place est donc tardive ou post magmatique comme les ring dykes. Elles correspondent donc à une déflation en fin d'activité magmatique, déflation qui peut avoir deux causes: 1) une baisse de pression au sein du réservoir, 2) un rabaissement de la température au sein de l'édifice (dû au refroidissement de la chambre) et engendrant donc un "rétrécissement" de ce dernier. Nous verrons dans les parties II et III de ce mémoire le rôle que peut jouer la température sur le comportement mécanique d'un édifice volcanique.

Comment s'expriment les calderas bouclier en profondeur? Le rejou des différents blocs basculés observés en surface est variable mais relativement faible en comparaison de la taille des volcans (50 à 300 m au Piton des Neiges, 100 à 150 m sur la Fournaise). La forme de la faille bordière n'est visible en coupe que sur une partie insignifiante de son trajet. Existe-t-elle aussi en profondeur? S'agissant d'un mécanisme de déflation par baisse de pression et de température il est probable qu'une fracture nette n'existe pas en profondeur mais qu'un tassement général affecte le massif avec formation de ring dykes (fig. 21B). La formation d'une caldera avec fractures coniques à pendage interne n'est qu'un phénomène superficiel.

Les différents réservoirs profonds ne semblent pas avoir joué un rôle prépondérant dans la géométrie du système d'alimentation en surface. Ceci se déduit de l'absence de fracturation radiale, spécifique à chaque unité et est bien illustré par les effondrements de la Plaine des Osmondes et Grand Pays sur le Piton de la Fournaise sous lesquels des corps magmatiques chauds pour l'un et refroidis pour l'autre existent (Lénat et Aubert, 1982; Bachélery, 1981) et pour lesquels aucun volcanisme centré n'est associé. L'alimentation du volcan se fait par un complexe de fractures plus haut et centré.

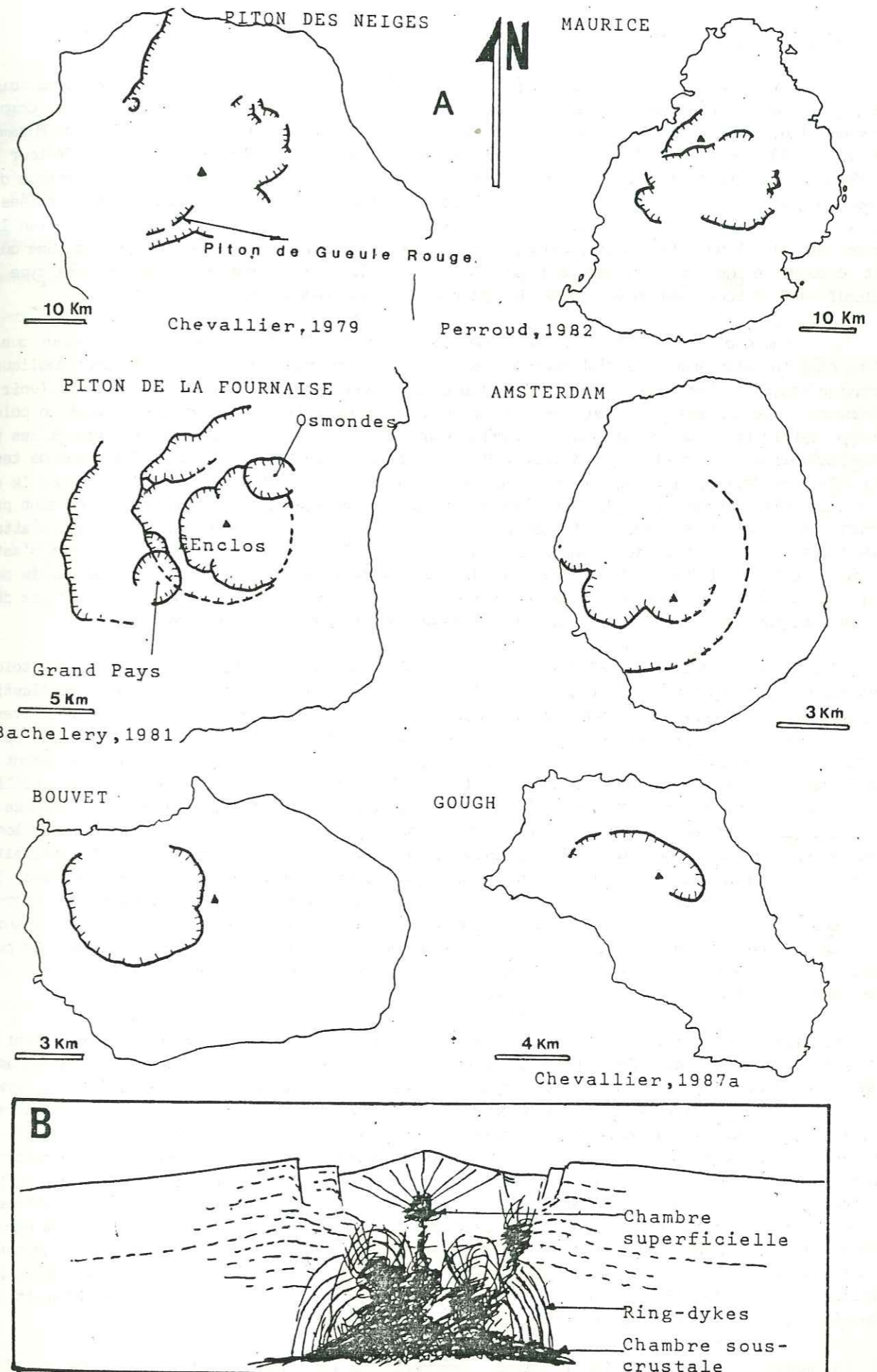


Fig. 21 A-Les calderas boucliers sur les volcans de l'Océan Indien et Atlantique Sud. B-Les calderas boucliers résultent d'un affaissement général du massif au dessus de chambres profondes et formation de ring dykes.

6) CONE SHEETS ET CALDERAS ASSOCIEES

Les intrusions en cone sheets ont été particulièrement bien décrites pour la première fois sur les complexes ignés annulaires d'Ecosse (Richey et Thomas, 1930), puis sur les complexes carbonatitiques de Homa Bay District au Kenya (Le Bas, 1977) ou ceux de Nyasaland au Mozambique (Garson, 1962). Les dykes, d'une épaisseur de 3 à 15m ont un pendage interne moyen de 50° et leur point de focus est peu profond se situant entre 1 et 4km sous la surface. La manifestation volcanique de ces cones sheets s'exprime sous la forme d'éruptions le long de structures concentriques associées à la formation d'une caldera. Tel est le cas pour Valles Caldera (Smith et al., 1961), Deception Island (Baker et al., 1975), le Rabaul (Heming, 1974) ou encore la Primavera (Mahood, 1980), volcans qui ont fait l'objet d'une note synthétique par Walker (1984). Le volcanisme y est toujours de type acide explosif sauf en Ecosse où un volcanisme basaltique est aussi rencontré.

La dynamique de mise en place des cone sheets a déjà fait l'objet de quelques travaux que nous allons discuter maintenant. La distribution des contraintes que donne Anderson (1935) pour expliquer la formation des cone sheets est l'inverse de celle qu'il propose pour expliquer les ring dykes (voir page précédente). Le milieu est toujours un demi-espace homogène élastique dans lequel agit un point en poussée verticale mais cette fois-ci vers le haut. Il conclut que les cone sheets suivent les plans perpendiculaires à la contrainte minimale σ_3 ce qui revient à en faire de simples fractures de tension (fig.22A). Les deux critiques qui peuvent être faites à ce modèle sont d'une part, le fait que le poids du milieu n'a pas été considéré et d'autre part que les observations volcanologiques ne sont pas en accord. En effet si les cone sheets devaient se former par fracture en tension, on devrait s'attendre à une concentration d'intrusions dans la partie centrale où la résistance est moindre; Ce qui n'est pas le cas. Jeffrey (1935) critique également le fait que la forme de la fracture est déterminée par le champ de contraintes avant que cette fracture ne se développe. En fait la forme de la fracture dépend du champ original mais aussi des changements du champ induits par sa propagation.

L'approche mécanique de Robson et Barr (1964) est certainement plus réaliste. Leur solution analytique utilise un trou cylindrique horizontal contenu dans un milieu homogène, infini et élastique. Les équations des contraintes sont calculées pour un champ déviateur où P_{max} vertical est la pression lithostatique, P_{min} horizontal est la pression régionale et P_{int} est la pression hydrostatique dans le cylindre. En combinant ces équations avec le critère de Coulomb-Navier pour le développement d'un cisaillement, ils arrivent à des paramètres critiques décidant sur la formation de fracture cisailante ou de fissure en tension (fig.22B). Il résulte de leur modèle que les cone sheets ont tendance à se développer le long de plans de cisaillement alors que les dykes centraux se propagent le long de fissures en tension. Une autre de leur conclusion est que la fracturation cisailante apparaîtra à proximité du corps magmatique si celui-ci se trouve à une profondeur suffisante minimale 4,7km. Selon les auteurs la forme de l'aire de fracturation incite à la création de fractures à pendage interne et à la subsidence d'un bloc au-dessus de la chambre. Le manque d'interaction du modèle avec une surface libre et le manque de contrainte géologique représentent les principales critiques que l'on puisse formuler à ce modèle. Néanmoins leur proposition d'une profondeur minimale à laquelle les cone sheets commencent à se former semble correspondre aux observations.

Phillips (1974) arrive à des conclusions similaires mais son approche est certainement plus dynamique et volcanologique. Son analyse dynamique prend en compte l'expansion de la chambre magmatique (créant le même champ de contraintes que dans le modèle d'Anderson) et les effets de la gravité (fig.22C). Les murs latéraux de la chambre sont soumis à une compression simple. Le toit subit également une compression mais avec déplacement du bloc vers le haut afin d'accommoder l'expansion. Il s'en suit que, dans la zone de transition entre le toit et les murs, l'encaissant se déforme en rotation avec création de fractures cisailantes en extension le long desquelles se mettent en place les cone sheets, le tout s'accompagnant d'un soulèvement de la partie centrale de l'édifice. Si l'expansion n'est pas suffisante pour amener les cone sheets en surface, la propagation de ces derniers dépendra alors uniquement de l'effet de fracturation hydraulique à leur extrémité et ils s'incurveront en sills. La cristallisation d'un magma stationnaire et l'accroissement de pression de la phase volatile serait à l'origine de l'expansion de la chambre. La formation d'une caldera résulterait de la forte décharge gazeuse et de la production massive de produits pyroclastiques.

Le modèle de Vincent (1960) repris récemment par Lecointre (1984) pour le Piton des Neiges s'appuie également sur des observations géologiques et propose un mode de formation des calderas à cone sheets en deux stades: 1-bombement initial à fracturation concentrique et formation d'une pré-caldera, 2-déflation par vidange partielle et effondrement (fig.22D). Ce modèle rejoint en partie celui de Phillips exception faite que la faille bordière a une forme en "tromblon" évasée vers le haut, ce qui oblige à un rebroussement des couches du bloc effondré, phénomène que l'auteur observe sur les volcans

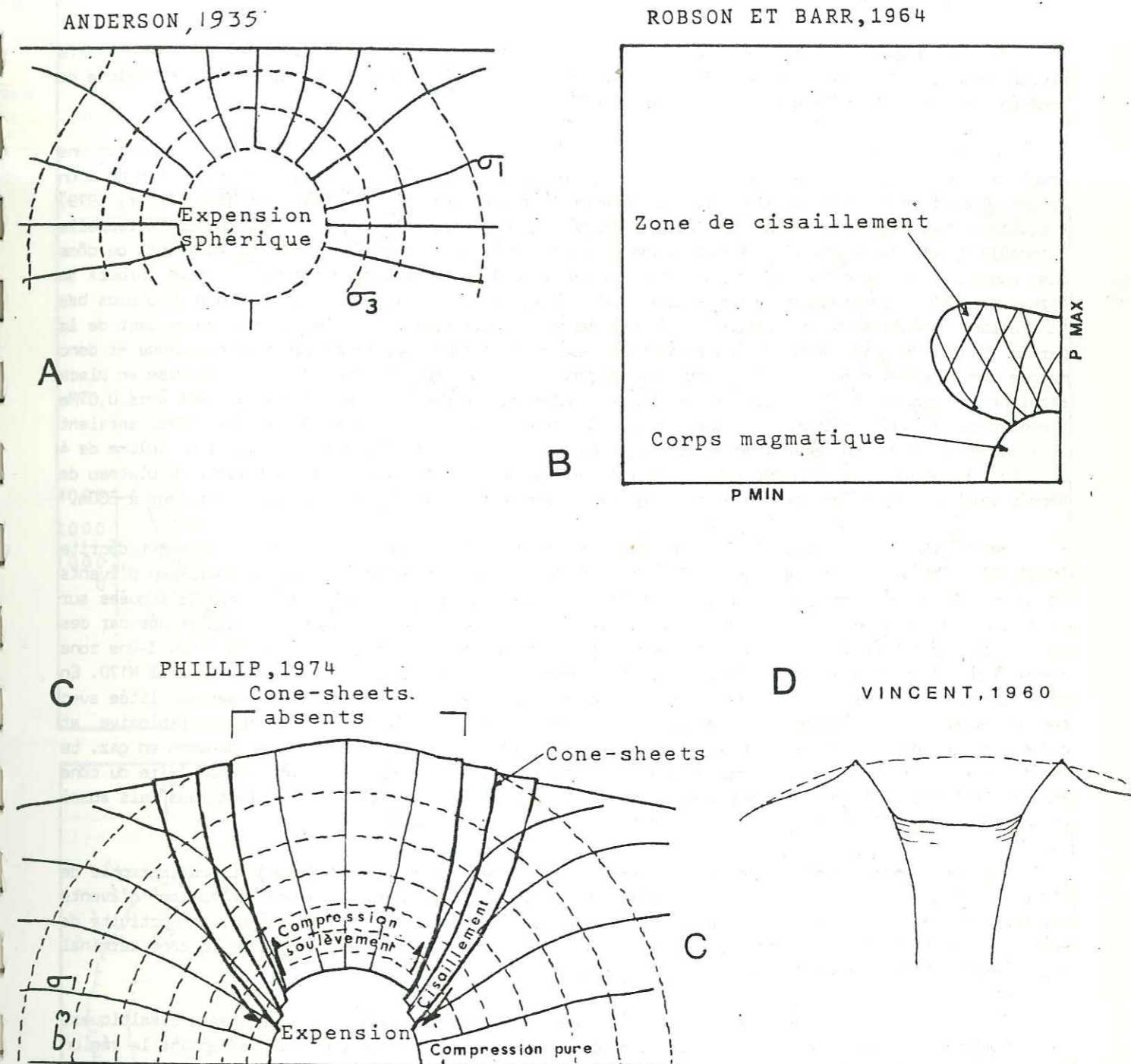


Fig. 22 Les différents modes de formation de cone sheets. (voir texte pour explication).

du Tibesti. Il serait bon d'entreprendre une réflexion sur les contraintes et la source susceptibles de produire une telle forme de fracture. Cela sera fait dans les deuxième et troisième parties de ce mémoire.

Sur Kerguelen, l'observation de rebroussements de l'encaissant au toit et au contact des massifs plutoniques syénitiques associés à des cone sheets (Giret, 1983), nous confirme une dynamique de poussée vers le haut et la validité du modèle de Phillips.

Sur le Piton des Neiges la période des laves alcalines différenciées est caractérisée par une fracturation radiale et en cone sheet, un dynamisme effusif mais aussi explosif avec émission d'un volume important de pyroclastites, et l'effondrement de plusieurs blocs caldériques (Chevallier, 1979) (fig.23A). Les cone sheets sont bien développés autour du centre volcanique et leur géométrie rappelle le modèle dynamique de Phillips. Certains dykes montent très haut dans l'édifice (col du Taibit ou dôme des Anglais) et seraient associés à des plans de cisaillement le long desquels la future caldera se formera après expulsion et vidange importante; d'autres se recourbent en sills à un niveau plus bas (intrusions syénitiques de la Chapelle). L'absence de rebroussement de l'encaissant au contact de la partie haute de ces derniers confirme bien leur mise en place par fracturation hydraulique et donc manque de poussée au toit de la chambre. La caldera qui accompagne ces cone sheets et sa mise en place seraient attribuées à l'émission importante de coulées cendro ponceuses de type St Vincent vers 0,07Ma (Lecointre, 1984). Les intrusions trachytiques à pendage externe de Salazie (Chevallier 1979) seraient attribuées à cet effondrement. Un épisode ignimbritique plus ancien (0,20Ma) totalisant un volume de 4 à 5km³ (Lecointre et Vincent, 1984) pourrait être rattaché à l'effondrement antérieur du plateau de Bebour-Belouve. Ces divers effondrements présentent une faille bordière à fort rejet supérieur à 500m.

Sur Tristan da Cunha, volcan à dominance trachy-basaltique, une structure annulaire est décrite (fig.23B) (Chevallier et Verwoerd, 1987, annexe V). Elle correspond à une concentration d'événements stromboliens autour du cône central. En fait, trois zones éruptives peuvent être distinguées sur l'édifice de Tristan da Cunha: 1-Le cône central à activité terminale explosive caractérisée par des avalanches pyroclastiques. 2-La zone annulaire à dynamisme strombolien au pied du cône. 3-Une zone excentrique à activité strombolienne ou fortement effusive le long de l'axe structural N170. En s'inspirant du modèle de Phillips nous proposons la présence d'une chambre magmatique litée avec concentration de la phase gazeuse au toit, responsable de l'activité terminale explosive et concentration de la phase liquide au plancher responsable des éruptions excentriques pauvres en gaz. Le cone sheet basaltique est initié dans la zone intermédiaire. Le développement spectaculaire du cône central est attribué non seulement à l'accumulation de produits d'avalanches pyroclastiques mais aussi au gonflement de l'édifice.

Nous pouvons appliquer le même modèle au Piton de la Fournaise (fig.23C). La cartographie de l'Enclos (Bachelery et Chevallier, 1981; Bachelery, 1981) montre une concentration d'événements stromboliens au pied du cône central alors que ce dernier est surtout affecté par une activité de spatter remparts le long de fractures radiales. Nous suggérons que le développement de ce cône terminal est en partie dû également à un phénomène de soulèvement.

Si le Piton de la Fournaise et Tristan da Cunha montrent des indices de cone sheets basaltiques, la dynamique de ces derniers ne doit pas être comparée aux éruptions concentriques affectant la région des cratères sommitaux de la Fournaise (fig.23D) ou du volcan Fernandina, au Galapagos (Simkin et Howard, 1970) que nous regardons ici comme le résultat d'un simple effet superficiel gravitaire et hydraulique autour d'une caldera sommitale.

La caldera qui découpe les séries basaltiques sur Gough peut être interprétée comme caldera bouclier du fait de sa position chronologique en fin de cycle magmatique (Chevallier, 1987, annexe IV) (voir fig 21). Néanmoins ses caractéristiques géométriques et tectoniques: petite taille, concentricité par rapport à un paléocône central, présence de cone sheets bordiers, inciteraient à en faire un exemple de caldera basaltique à fracturation conique. L'activité explosive acide avec émission restreinte de pyroclastites sur Gough est post-caldera.

En résumé tout nous incite à préférer le type Phillips au type Vincent pour les fractures coniques étudiées. L'analyse mécanique apportera plus de renseignements quant aux raisons qui font qu'un type ou l'autre soit présent sur un volcan.

Les structures coniques décrites dans cette étude présentent toutes un diamètre similaire: 2,5 à 4km pour l'enveloppe interne et 6 à 9km pour l'enveloppe externe. Dans le cas d'un modèle de type Phillips cela signifierait qu'elles sont en rapport avec la chambre magmatique superficielle située entre 3 et 5 km, chiffre en accord avec Robson et Barr (1964).

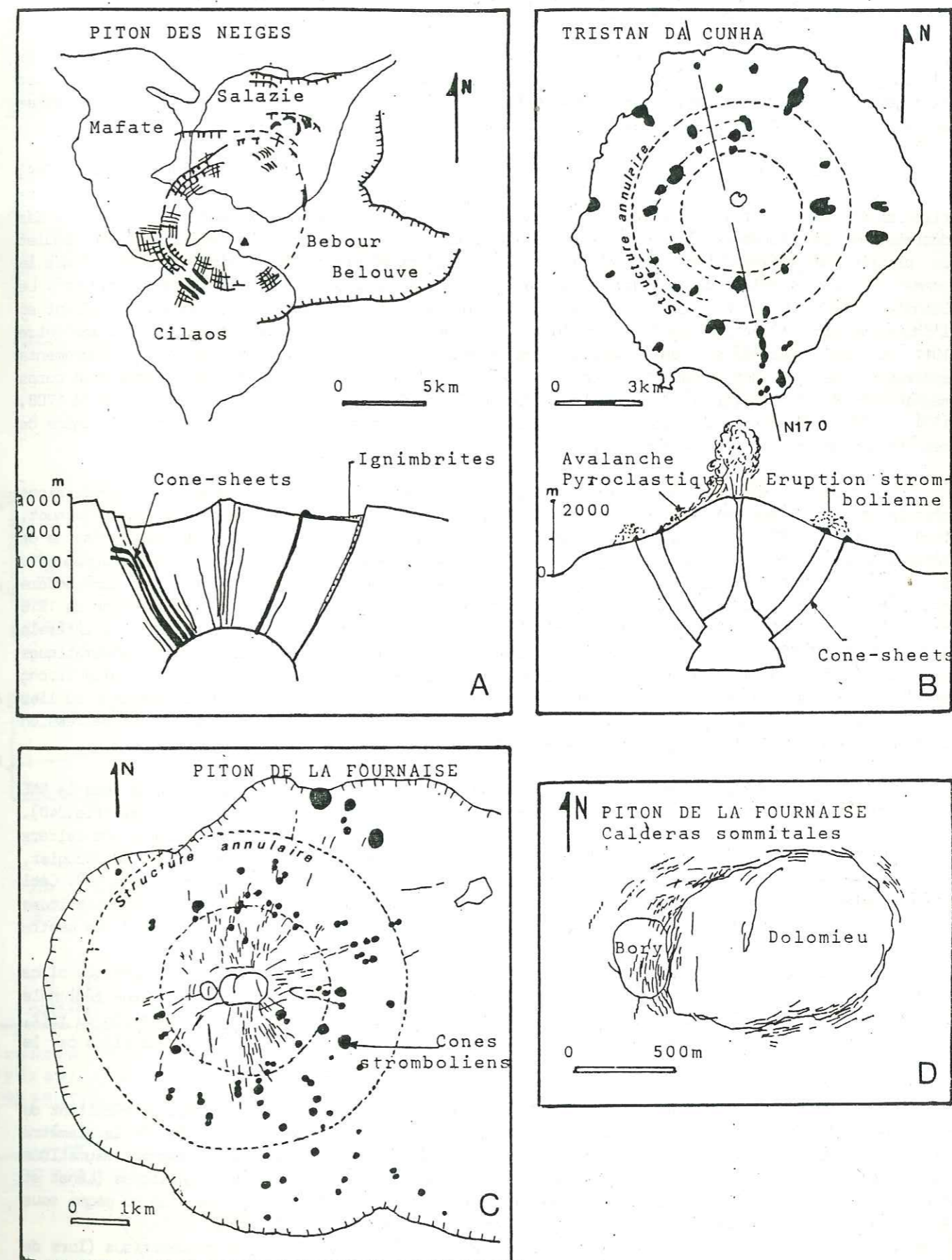


Fig. 23 A-Les cone sheets trachy syénitiques du Piton des Neiges. B et C-Les structures annulaires de Tristan da Cunha et Fournaise. D-Fracturation hydraulique autour de la caldera sommitale de la Fournaise, origine différente des fractures coniques.

7) CONES TERMINAUX ET CALDERAS SOMMITALES

Les édifices terminaux occupent une position centrale, sont caractérisés par de fortes pentes (15-20°) par rapport au reste de l'édifice (8°), et possèdent une forme grossièrement conique avec allongement suivant celui des calderas sommitales. Ces régions sommitales sont sans aucun doute celles où la structure et la morphologie sont les plus changeantes dans l'histoire du volcan.

La géologie de la zone sommitale du Piton de la Fournaise a été la mieux étudiée (fig. 24A) (Bachelery et Lénat, 1983). Le système caldérique comprend une série de plusieurs effondrements circulaires sécants et à fond plat, encore appelés "pit craters" en raison de leur forme en puits. Ces dépressions ont tendance à se combler à la suite d'éruptions répétées; Si le remplissage est complet un plateau se formera (ex: le Dolomieu en 1911 ou l'actuel plateau Sud). Ainsi il apparaît que le sommet du cône terminal de la Fournaise a évolué par une succession "caldera remplissage caldera". Le Dolomieu (150m de profondeur), qui résulte de l'intersection de deux blocs effondrés: le Brûlant et l'Enclos Velain, est actuellement la structure la plus active de la région sommitale. Son histoire entre 1911 et 1983 (Bachelery, 1981) montre au moins douze changements morphologiques. Les effondrements successifs de la zone sommitale sont attribués à l'inflation, déflation et vidange d'un corps magmatique de très faible profondeur. Les éruptions de flancs le long du rift tel que celles de 1708, 1774, 1776, 1800, Avril 1977 ayant émis un volume de laves considérable pourraient être à l'origine de ces effondrements (pas forcément détectables à l'oeil nu).

La caldera sommitale du Karthala (fig.24B) présente également un ensemble de dépressions circulaires emboîtées de faibles diamètres (0,5-1,5km) avec des murs subverticaux (Strong et Jacquot, 1970; Krafft, 1983). Son plancher est un ensemble de paliers à rejet ne dépassant pas la dizaine de mètres. Il est recoupé par deux structures importantes: le Choungou Chahale et le Choungou Chagnoumeni. Sur les murs du Chahale des témoins des phases de comblement et d'effondrement antérieurs sont encore accrochés. Le changement historique le plus important du Chahale a eu lieu lors de l'éruption de 1918 décrite par Lacroix (1918 pp.43-47). Cette éruption a débuté par l'ouverture d'une fissure latérale haute et s'est terminée par deux phases explosives très violentes vraisemblablement phréatomagmatiques dans la région sommitale, produisant une colonne de vapeur et de cendre de 5000m de haut. Selon Strong et Jacquot (1970) l'élargissement du Chahale résulterait de ces phases explosives qui auraient eu lieu dans le petit cratère adjacent juste au Nord (C sur la fig.24B). Le Chagnouemi est une dépression cylindrique dont le fond est rempli par une mare de lave figée.

La caldera sommitale d'Amsterdam est formée de trois paliers successifs ayant migrés vers le NNE (fig.24C) (Nougier, 1977). L'île de St Paul représente la partie émergée d'un cône terminal (fig.24D). Son cratère de forme circulaire en chaudron et de petit diamètre (1km) est interprété comme une caldera sommitale. Géologie et morphologie de l'île indiquent la présence d'un paléo-cône au NO (Nougier, 1977). Tristan da Cunha possède un cône terminal très développé, aux pentes supérieures à 30°. Ceci résulte d'une activité terminale centrée très importante avec production d'avalanches pyroclastiques comparable à celle de certains volcans andésitiques (Chevallier et Verwoerd 1987, annexe V). Ce centre d'activité a légèrement migré vers le NNO mais aucune caldera sommitale n'est observée.

Il est à signaler que l'allongement des cônes terminaux ainsi que l'alignement des blocs caldériques sommitaux se font suivant une direction structurale majeure du volcan (tectonique régionale ou rift zone). Néanmoins l'allongement E-O du cône de la Fournaise, différent de l'orientation du rift, pourrait être en relation avec le mouvement de flanc général du volcan vers l'est matérialisé par le Grand Brûlé.

Les différents blocs effondrés constituant les complexes caldériques sommitaux résultent du déplacement d'une colonne magmatique sous la zone centrale. Dans notre modèle de la fig.24F le diamètre du bloc est déterminé par celui de la colonne magmatique qui s'élève au-dessus de la chambre magmatique superficielle. Cette géométrie chambre-colonne est appuyée par les modèles magnétiques (Lénat et Aubert, 1982). Un équilibre stable s'instaure entre le poids du bloc et la pression du magma sous jacent. Quatre scénarii dynamiques sont possibles lorsque cet équilibre est rompu:

1-Le relâchement des contraintes se fait par fracture hydraulique radiale ou concentrique (lors de l'éruption de 1981 de la Fournaise, la fracture courbe du Bory, adjacente à la fissure émettrice, a marqué une fermeture nette).

2-Le relâchement des contraintes se fait par vidange de la chambre magmatique le long de rifts et affaissement ou basculement du bloc.

3-Les bords du bloc fuient et le magma s'y introduit passivement donnant naissance à un lac de lave en surface (observé à la Fournaise en 1800 et 1852).

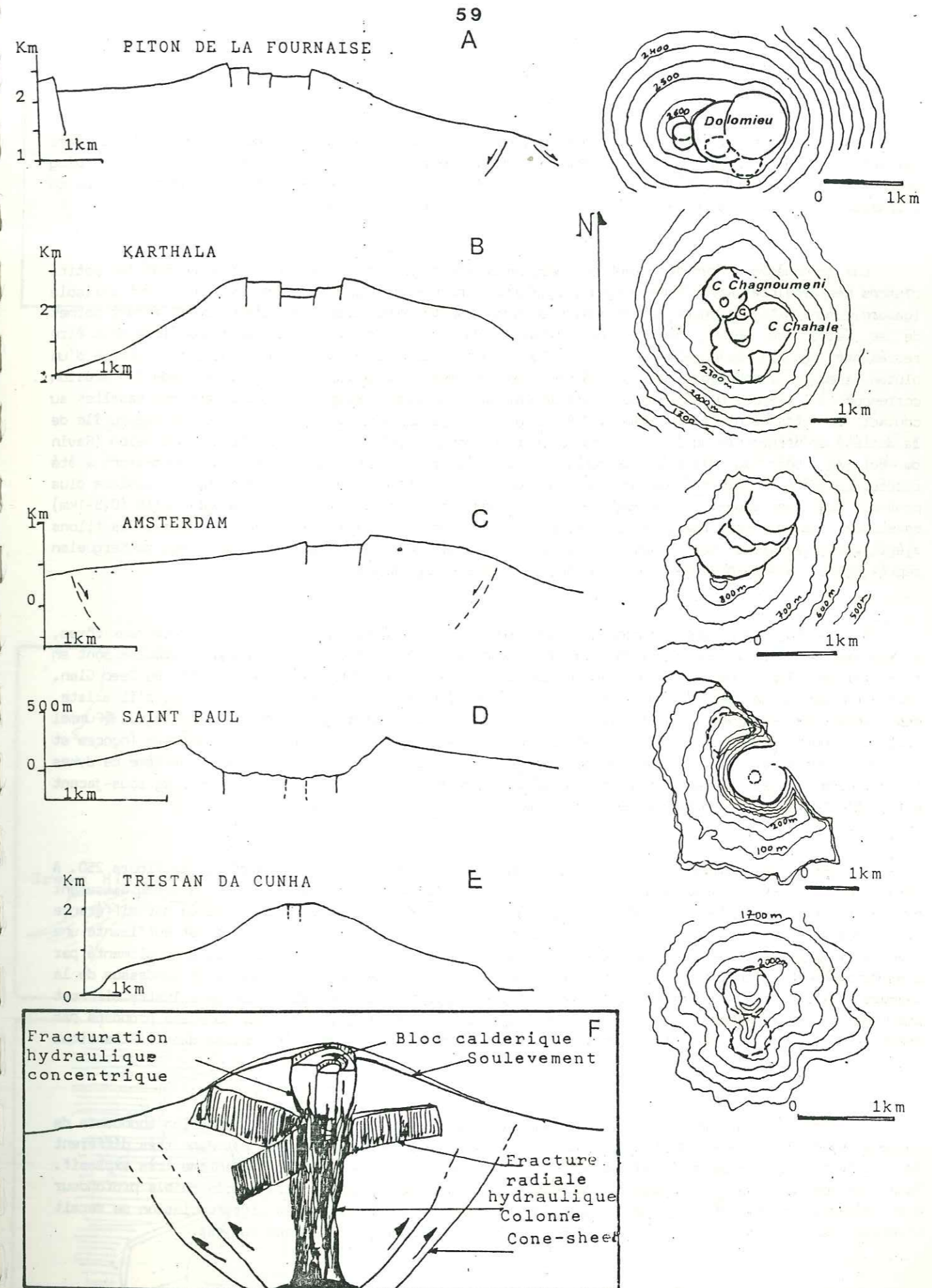


Fig. 24 A à E-Exemples de cônes terminaux et de calderas sommitales. F-Modèle d'organisation interne d'un cône terminal.

8) PLUGS A MAGMA DIFFERENCIE

Ces corps intrusifs présentent une structure cylindrique à enveloppes concentriques d'un diamètre variant de 200 à 500m. Leur enracinement est toujours vertical comme le montre très bien le plug phonolitique dégagé de "La Pérouse" sur la Possession (fig.25A). Le tablier détritique autour de l'intrusion ne permet pas de voir s'il existe un rebroussement de l'encaissant à son contact.

Les phénomènes de rebroussement ont par contre été bien décrits par Giret (1983) pour les petits plutons des Provinces Nord de Kerguelen (fig.25B). La nature pétrographique de ces plutons est variable (gabbro, monzonite, syénite, rhyotrachyte ou microgranite) mais leur stade d'érosion différent permet de se faire une bonne idée de leur dynamique de mise en place. Le stade le moins érodé peut être représenté par le brachyantoclinal sphérique du Mont Lignite qui permet d'avancer l'existence d'un pluton aveugle responsable de la déformation intense et souple des basaltes. Le stade 2 d'érosion correspond à l'exemple du Righi qui montre le toit de l'intrusion avec un rebroussement des basaltes au contact de cette dernière. Le stade 3 d'érosion peut être illustré par le complexe de la presqu'île de la Société de Géographie où la structure cylindrique sous jacente apparait. Au stade 4 d'érosion (Ravin du Bol de Punch du Diable) la structure est dégagée mais la partie rebroussee de l'encaissant a été érodée. Le stade 5, illustré par les Monts Ballons, représente un niveau structural hypovolcanique plus profond que les plugs. Il s'agit en fait d'une petite chambre magmatique superficielle (0,5-1km) constituée de quatre feuilles intrusives successives emboîtées l'une dans l'autre. Des filons syénitiques radiaux sont émis à partir de ce pluton. Nous pensons que les plugs de Kerguelen représentent juste la poussée apicale de telles chambres magmatiques.

Sur Gough, la période volcanique trachytique est caractérisée par l'émission de nombreux dômes, et coulées épaisses, concentrés dans la partie centrale; Les produits pyroclastiques associés sont en très faible volume. Quelques plugs dégagés par l'érosion sont visibles comme Hag's Tooth ou Deep Glen. Leur structure en pelures d'oignon est bien exposée mais le rebroussement de l'encaissant, s'il existe, est caché par un tablier de débris. A deux endroits le passage plug-dôme-coulée est visible (Pummel Crag et South Peak): Green Hill est un point de sortie avec des dépôts pyroclastiques (ponces et cendres) pentés de 20° et de faible extension. Ces dépôts sont recoupés par un système de dykes trachytiques (épais de 3m) à disposition radiale, probablement générés à partir d'un plug sous-jacent à l'origine de la forme en ballon de la structure.

Le modèle de dynamique de mise en place des plugs différenciés est illustré par la figure 25D. A partir d'une poche de taille kilométrique ou inférieure très superficielle en cours de refroidissement et de cristallisation par la périphérie, une colonne centrale de magma acide s'élève par différence densitaire, rebrousant de façon souple l'encaissant. Si la pression du magma est suffisante une fracturation hydraulique radiale aura lieu. Dans ce schéma chaque plug ou dôme est donc alimenté par une micro-chambre individuelle. Ces micro-chambres sont principalement concentrées au-dessus de la chambre centrale mais peuvent également exister le long de dykes radiaux. Gough illustre bien cet agencement. Cette hypothèse de sources ponctuelles très peu profondes a d'ailleurs été proposée par Baker (1969) pour les intrusions trachytiques à structure circulaire de Saint Helena dans l'Atlantique Sud.

Ce mécanisme de mise en place, associé à un dynamisme effusif avec production abondante de coulées trachytiques épaisses mais production peu importante de pyroclastites, est donc très différent de l'activité trachytique du Piton des Neiges : fracturation en cone sheets et dynamisme très explosif. Dans le type Gough la différenciation se serait faite dans des micro-chambres à très faible profondeur avec dégazage permanent et lent alors que dans le type Piton des Neiges la différenciation se serait effectuée dans la chambre superficielle à plus grande profondeur avec piégeage des gaz.

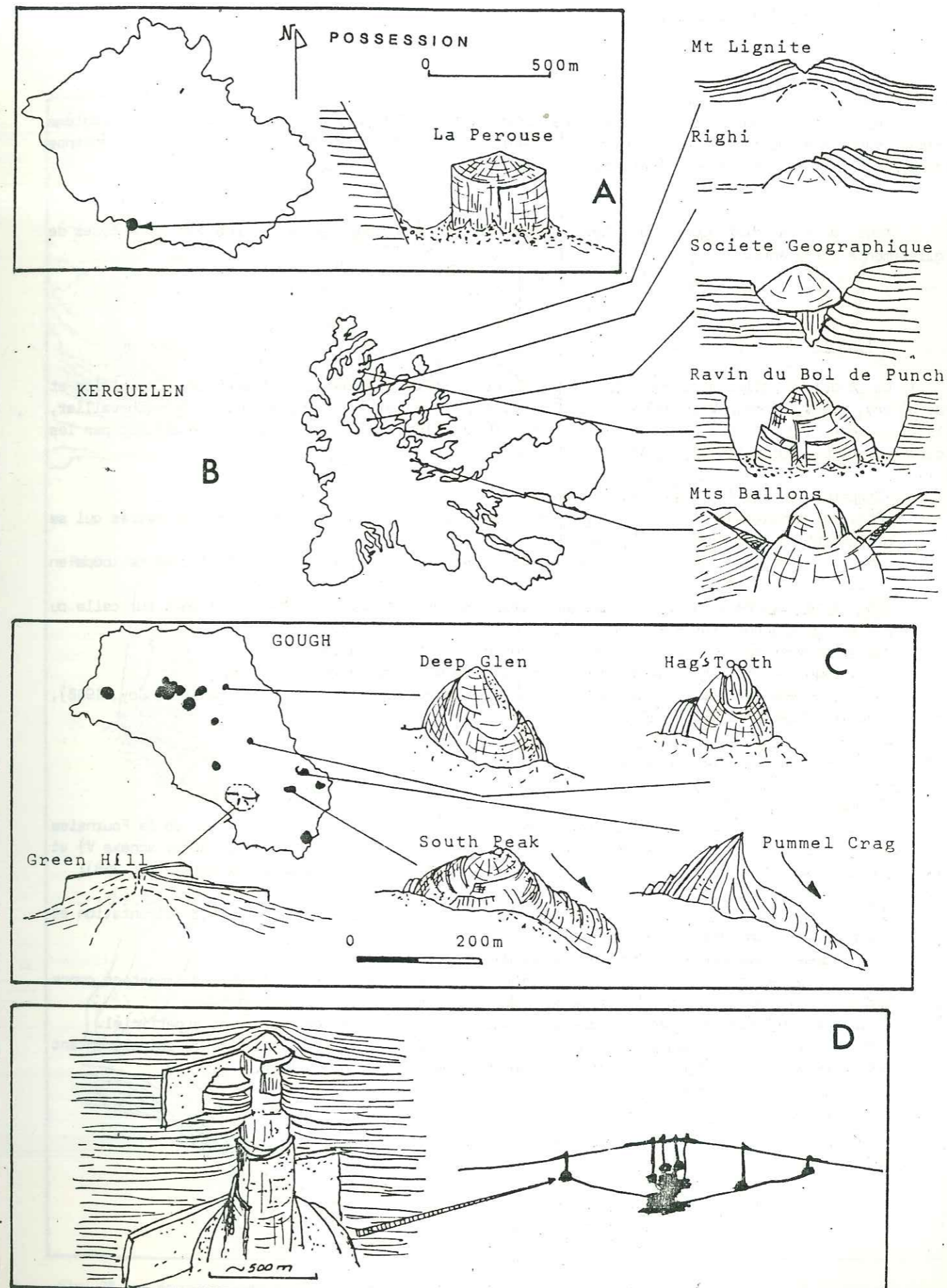


Fig. 25 A-Le plug circulaire phonolitique de la Pérouse sur Possession. B-Les différents stades d'érosion des plutons hypovolcaniques gabbro-syénitiques de Kerguelen d'après Giret (1983). C-Les plugs et dômes coulées trachytiques de Gough. D-Modèle de chambre hypovolcanique et de montée de plugs.

9) LES GLISSEMENTS DE FLANC

Tout terrain en pente est sujet à des phénomènes de glissements gravitaires. C'est un problème bien connu des géologues du Génie Civil. Un volcan, cône aux pentes plus ou moins fortes, n'échappe donc pas à la règle et présente également des glissements sur ces flancs.

Nous pouvons distinguer sur les volcans de l'Océan Indien et Atlantique Sud, deux types de glissements différents.

a. Type I.

Ce type de glissement est illustré par le Grand Brûlé au Piton de la Fournaise, (Chevallier et Bachélery, 1981, annexe VII; Bachélery et Chevallier, 1982) Santa Rosa Valley sur Marion (Chevallier, 1986, annexe II) et Sea Elephant Bay sur Gough (Chevallier, 1987, annexe IV). Il se définit par les caractéristiques suivantes (fig.26A):

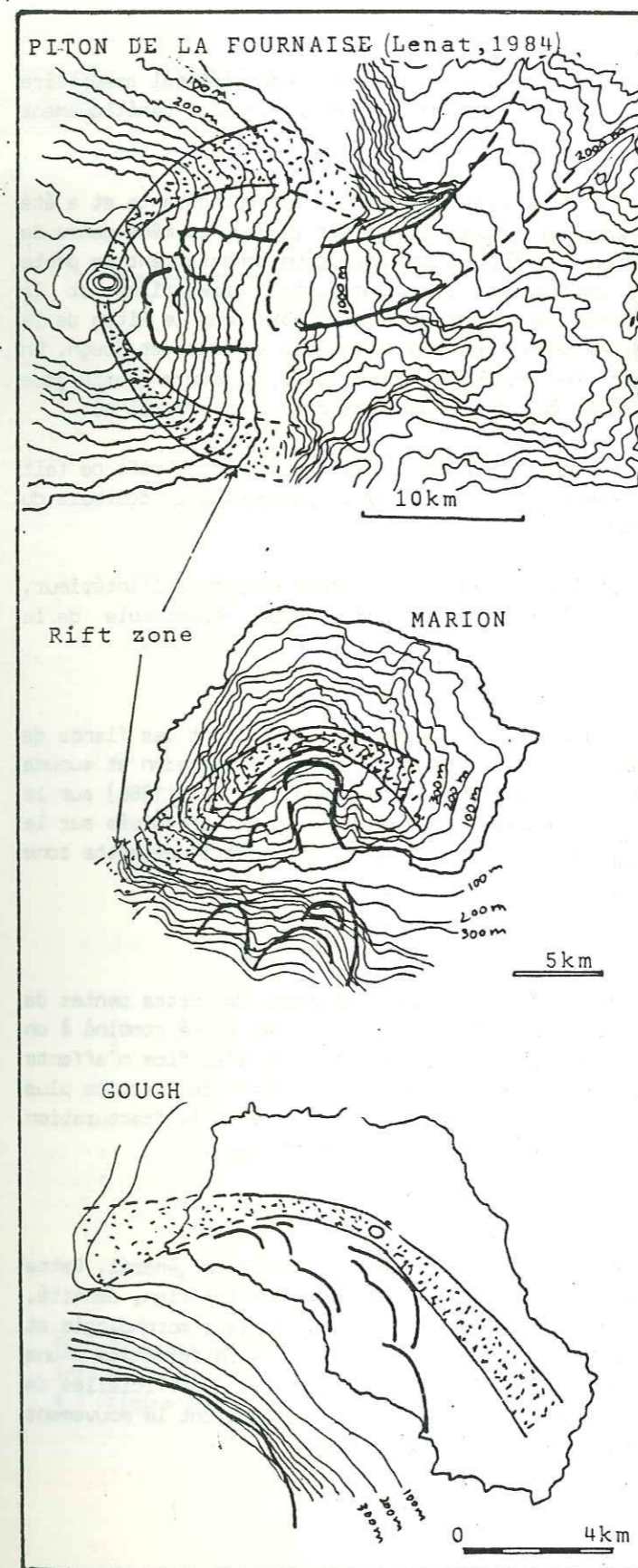
- Structure en fer à cheval bien développée.
- Failles bordières prononcées, à rejet vertical de plusieurs centaines de mètres qui se prolongent sous le niveau de la mer.
- Zone d'arrachement en amont, correspondant à une rupture de pente importante (forme de loupe en coupe).
- La morphologie de l'édifice volcanique (aérien et sous marin) est fortement calquée sur celle du présent glissement (forme de "haricot").
- Le glissement est inscrit dans une zone courbe de rift volcanique.
- Le volcanisme à l'intérieur de la zone de glissement est quasiment inexistant.
- Autres exemples: Kilauea (Duffield, 1975), Etna (Kieffer, 1985), Samoa (Stice et Mc Coy, 1968), Ténérife (Fuster et al., 1968).

b. Type II:

Ce type de glissement est illustré par les pentes du cône terminal du Piton de la Fournaise (Bachélery et al., 1983), les édifices de Tristan da Cunha (Chevallier et Verwoerd, 1987a, annexe V) et de Marion (Chevallier, 1986, annexe II). Il se définit par les caractéristiques suivantes (fig.26B):

- Les lignes de glissements correspondent aux trajectoires des fissures et dykes d'alimentation et observent donc une disposition radiale.
- Ces lignes de glissement partent du sommet de l'édifice.
- Le rejet vertical des failles est faible (Tristan da Cunha, Fournaise) ou plus important comme Marion (+50m) formant alors une série de grabens étroits, radiaux et courbes.
- Ce genre de glissement n'affecte pas profondément la morphologie et reste donc superficiel.
- Les fissures éruptives sont agencées en échelons. En coupe verticale les dykes qui alimentent des cônes éruptifs montrent le même phénomène de segmentation en échelons.

TYPE I



TYPE II

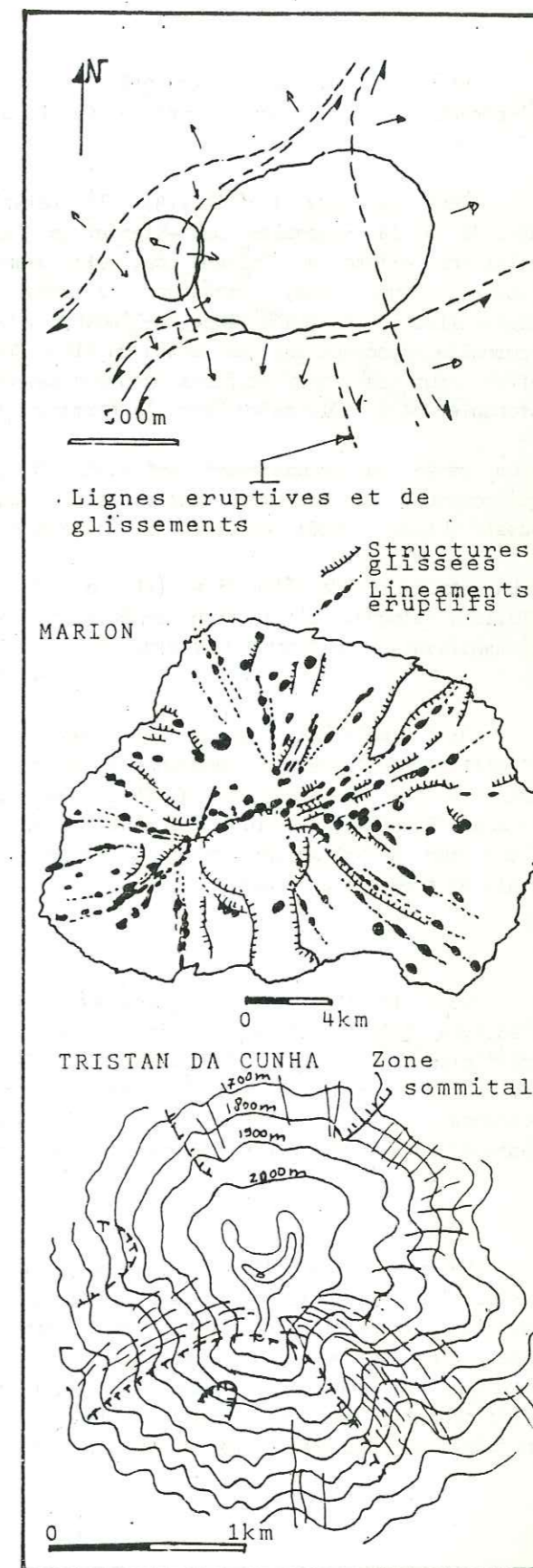


Fig. 26 Les deux types de glissement affectant les pentes des volcans des Océans Indien et Atlantique Sud (voir texte pour explication).

Si les deux sortes de glissements I et II sont dues à un même phénomène général gravitaire s'opérant sur une longue période de temps, il n'en reste pas moins qu'ils sont génétiquement différents.

Dans le type I (fig.27A), la relation rift volcanique-glissement est prépondérante et a été décrite à la Fournaise par Kieffer et al. (1977) et Vincent et Kieffer (1978). Le même genre de relations existe au Kilauea où, selon Swanson et al. (1976), la présence d'un soubassement en pente (volcan Mauna Loa) provoque la répartition asymétrique des contraintes gravitaires et la déstabilisation du flanc libre de l'édifice. Cette interprétation peut être valable pour le Piton de la Fournaise reposant sur les pentes du Piton des Neiges, mais n'est pas applicable à Marion et Gough. En effet pour ces deux édifices il n'y a pas de substratum penté, par contre leur structure courbe joue probablement le rôle majeur dans la formation de la zone glissée. Nous avons donc deux scénarii où:

1-La pente du soubassement est rendue en grande partie responsable du glissement et le rift ne fait qu'accentuer le mouvement tout en se développant autour de la zone glissée provoquant la courbure du massif (Lipman, 1980; Chevallier et Bachélery, 1981).

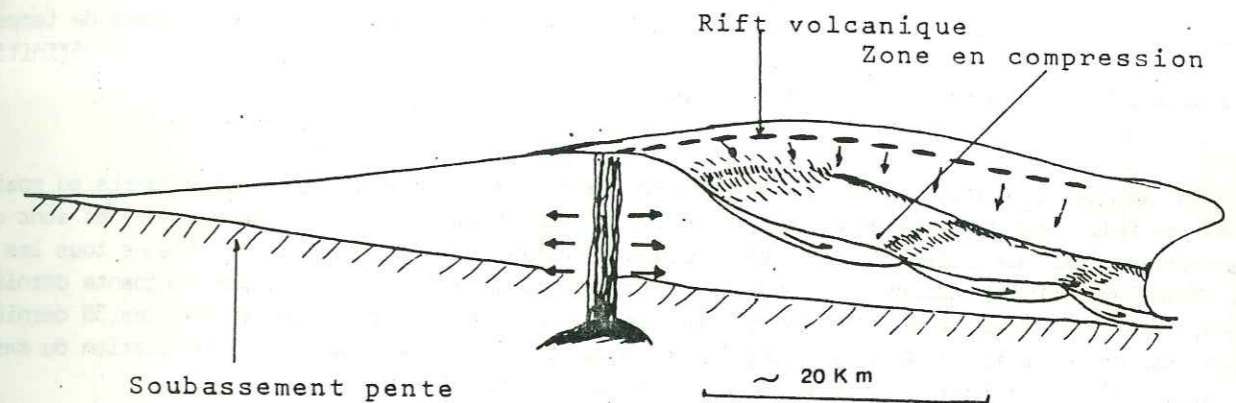
2-La structure de l'édifice (et le rift) est déjà courbe et le glissement s'opère à l'intérieur. (Marion, Gough). L'intrusion répétée de magma le long du rift est rendue responsable de la déstabilisation du flanc (Duffield, 1975).

Dans les deux cas le glissement a, en coupe, une forme de loupe, affectant les flancs de l'édifice sur plusieurs centaines de mètres d'épaisseur. La zone glissée est en compression et aucune éruption (ou presque) n'y a lieu. Ceci a été confirmé récemment par Dvorak et al. (1986) sur le Kilauea. En effet, les enregistrements de séismes et les mesures de déformation du sol effectués sur le flanc sud du volcan lors de six phases intrusives majeures le long du rift, ont montré que cette zone était en très nette compression.

Dans le type II, le glissement est dû à un effet de gravité résultant de fortes pentes de l'édifice (cône terminal de la Fournaise, Tristan da Cunha) ou de son poids élevé combiné à un coefficient de friction faible (Marion). Cette instabilité générale des flancs de l'édifice n'affecte que sa partie très superficielle créant un champ de contraintes en extension différent des parties plus profondes. Il s'en suit qu'un dyke radial se propageant vers la surface sous l'effet de la fracturation hydraulique, pénétrera une zone de glissement en extension et se segmentera en échelons.

En conclusion, l'instabilité des pentes d'un édifices volcanique est un phénomène général. Cette instabilité est régie par les propriétés mécaniques du massif comme: coefficient de friction, densité, pression fluide interstitielle, ainsi que par ses caractères géométriques: pentes, morphologie et répartition des contraintes gravitaires. Cette instabilité qui peut aboutir ou non à la formation d'une structure glissée, induit donc une contrainte tangentielle dans les parties superficielles de l'édifice. La présence d'une zone de rift courbe ou d'un soubassement penté accentueront le mouvement en créant un vrai glissement, affectant plus profondément les flancs du volcan.

TYPE I



TYPE II

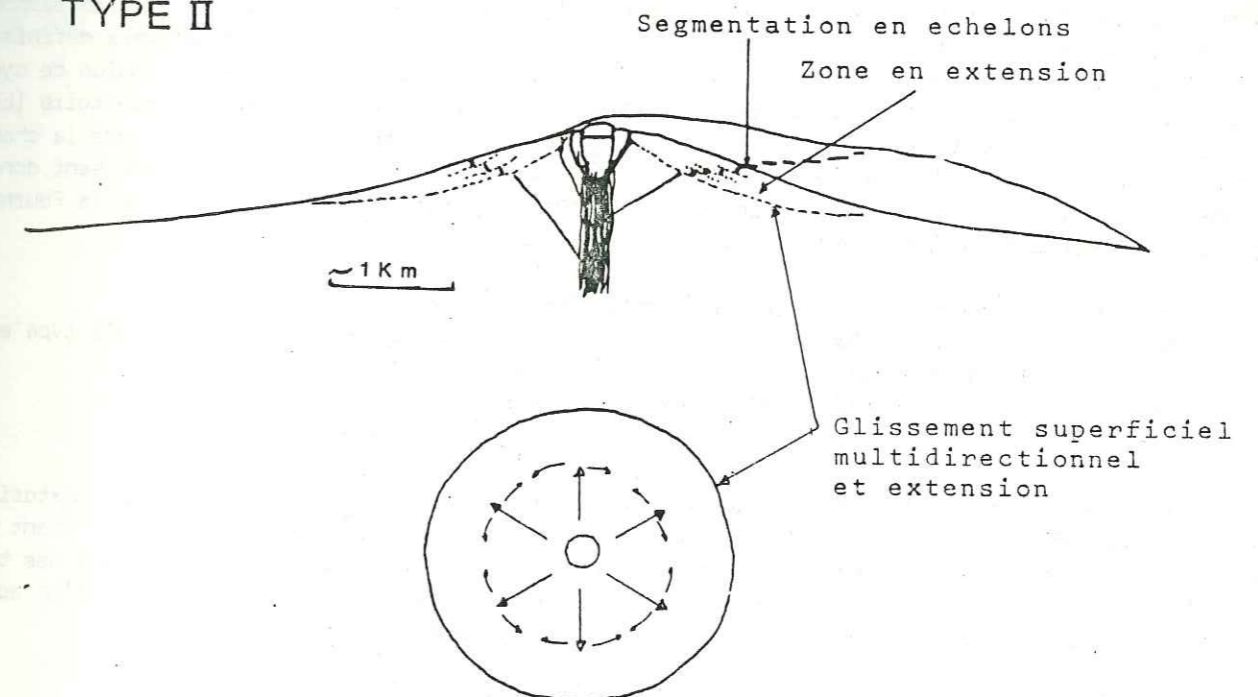


Fig. 27 Modes de formation des deux types de glissement. Type I: action en poussée d'un rift courbe et influence combinée de la pente. Type II: instabilité générale des pentes. Phénomène superficiel qui serait à l'origine de la fissuration en échelon.

10) DYNAMISMES ET CYCLES ERUPTIFS

L'étude des cycles et dynamismes éruptifs ne peut se faire que sur les volcans en activité persistante, permettant un nombre d'observations importantes s'échelonnant sur une période de temps de l'ordre du demi-siècle. Seul le Piton de la Fournaise répond parfaitement à cette définition; L'installation de l'Observatoire en 1980 a de plus apporté une dimension nouvelle.

En grande majorité, les éruptions de la Fournaise sont hawaïennes (spatter remparts ou spatter cones) ou faiblement stromboliennes (cônes de scories atteignant rarement 50m de hauteur) et sont donc caractérisées par un indice d'explosivité faible. Le volcan entre en activité en moyenne tous les 1an 1/2. Bachélery (1981) calcule un taux de production moyen de 0,32 m³/s pour les cinquante dernières années, taux 10 fois inférieur à celui du Kilauea. Il s'aperçoit aussi que durant les 30 dernières années la production de lave a été plus forte que cette moyenne, mais que l'édification du massif fournaisien n'a pas été continue et qu'il y a pu avoir des périodes de repos.

La carte de répartition des volumes de lave émise (fig.28A) (Bachélery, 1981), présente de grandes similitudes avec la schématisation des divers types structuraux d'éruptions (fig.28B). Cette schématisation est basée sur une analyse fine de la fracturation dans la zone sommitale et l'étude du dossier des éruptions durant les soixante dernières années (dossier-observatoire). On s'aperçoit ainsi que les systèmes structuraux a, b, c, commandés par des mouvements de blocs différents; ont fonctionné chacun plusieurs années de suite mais que par contre l'activité terminale ou subterminale correspond à des éruptions isolées dans le temps. Ceci n'est pas sans rappeler les cycles structuraux définis sur l'Etna par Kieffer (1983), mais dans le cas de la Fournaise il faut invoquer une succession de cycles courts de l'ordre de 5 ans. Ainsi le cycle 1979-1983 a été très bien étudié par l'Observatoire (Lénat et al. in press). Les données sismiques et pétrologiques montrent que durant cette période la chambre superficielle n'a pas été réalimentée par du magma d'origine profonde. Les auteurs proposent donc un modèle de transfert magmatique profond périodique plutôt que continu. Le cycle éruptif de la Fournaise pour les dix dernières années se définirait ainsi:

- Avril 1977: vidange de la chambre, éruption latérale, structure type a.
- Novembre 1977: réalimentation de la chambre, magma riche en gaz, éruption subterminale type e.
- 1979, 1981, 1983 : éruption à partir du même magma, structure type b
- 1986: vidange de la chambre, éruption latérale, type a.

Plusieurs phases explosives ont eu lieu dans la région sommitale au cours des temps historiques (1766, 1791, 1802, 1812, 1860). Il s'agit d'activités phréatiques ou phréatomagmatiques survenant à la suite d'éruptions latérales amenant une vidange de la colonne de magma et un effondrement des blocs caldériques sommitaux (Bachélery, 1981). Ces éruptions sont interprétées comme résultant d'un apport d'eau superficiel, piégée dans le bloc effondré, dans le conduit chaud du volcan.

Le Karthala est certainement le volcan le plus actif de l'Océan Indien et Atlantique Sud après le Piton de la Fournaise (Upton et al., 1974; Krafft, 1982). La carte de la figure 28C (Krafft, 1983) montre qu'une vingtaine d'éruptions concentrées le long de deux rifts ont eu lieu depuis le milieu du XIXème siècle. La production lavique semble donc nettement plus basse au Karthala qu'à la Fournaise. Les deux volcans ont toutefois une dynamique comparable: colonne magmatique, cône terminal, caldera sommitale, activité hawaïenne ou faiblement strombolienne, phases phréatomagmatiques au sommet, rift zones.

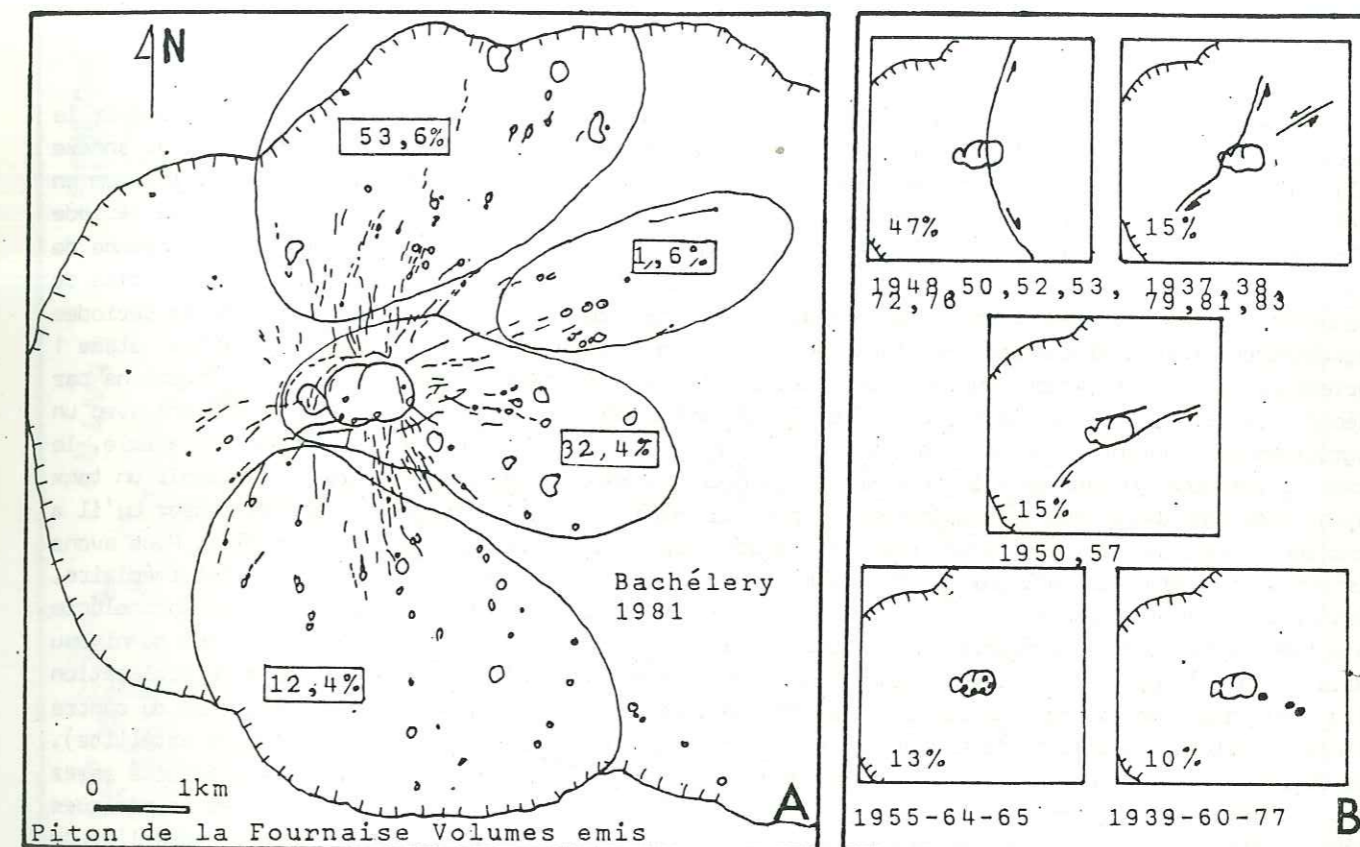


Fig. 28 A-Répartition des volumes de lave émise dans l'Enclos de la Fournaise (Bachélery, 1981). B-Classification structurale des éruptions de la Fournaise. C- Géométrie du système extrusif de la Grande Comore (Krafft, 1983).

Marion présente la particularité d'avoir deux centres volcaniques fonctionnant simultanément: le bouclier central principal et le centre ouest (fig.29A) (Chevallier et Verwoerd, en préparation, annexe III). Une seule éruption a été observée en 1980, depuis l'installation de la base météorologique en 1948 (Verwoerd et al., 1981). Cent cinquante points de sorties sont répertoriés pour la période Holocène (guère plus) qui a commencée il y a environ 10 000 ans (fig.29B). Ce qui donne une moyenne de 1,5 éruption par siècle. Cette estimation combinée avec l'épaisseur des séries nous a permis de reconstituer les rythmes d'activité passés du volcan durant le Pleistocène avec trois périodes magmatostructurales distinctes au taux de production différents (voir aussi fig.16E): stade 1 correspond à l'édification du bouclier principal avec un taux de production de 7,5 éruptions par siècle, le stade 2 correspond à l'individualisation de centre ouest il y a 35 000 ans avec un magmatisme peu courant et un taux de production anormalement bas de moins de 1 éruption par siècle, le stade 3 retrouve un taux de 7,5 éruptions par siècle. Le volcanisme Holocène paraît donc avoir un taux moyen très bas. Cela nous semble improbable pour un volcan de ce type et nous permet de penser qu'il a fonctionné par phases éruptives plus soutenues séparées par des périodes d'accalmies. Nous avons distingué au sein du volcanisme Holocène, trois périodes d'activité: ancienne, intermédiaire, historique. Cette subdivision est basée sur la fraîcheur des coulées et des cônes, la chronologie relative ainsi que la présence en quelques endroits de niveaux marqueurs: dépôts de tourbe ou niveau marin (+6m) à galets. Une lecture rapide de la nouvelle carte volcanologique en cours de publication (fig.29B) nous montre que les laves de la seconde période ont été émises en majorité autour du centre principal alors que l'activité historique est concentrée autour du centre Ouest (ou centre satellite). Les éruptions des périodes anciennes et intermédiaires sont stromboliennes à indice d'explosivité assez fort (cônes entre 50 et 200m de hauteur). Suivant l'étude de Wood faite sur 900 édifices volcaniques (1980) cela indiquerait une profondeur supérieure à 4 km pour la chambre. Cela s'accorde avec l'étude structurale qui montre qu'il n'existe pas d'activité centrée caractérisée (conduit central, cône terminal, caldera sommitale) et que les éruptions sont alimentées directement à partir de la chambre. La période historique est cependant caractérisée par une activité de type hawaïenne en relation probable avec deux colonnes magmatiques de faible importance. Les éruptions y sont fissurales et pour la majorité d'entre elles, le volume de lave émis est faible (ex: éruption de 1980, Verwoerd et al., 1981).

Sur Tristan da Cunha, une seule éruption a été enregistrée en 1961 (Baker et al., 1964). Mécanisme et dynamisme éruptifs peuvent se résumer comme suit (Chevallier et Verwoerd, 1987, annexe V) (fig.29C):

- Colonne magmatique et cône central très développés avec activité explosive phréatostrombolienne terminale.
- Un système de fractures en cone sheet guidant des éruptions latérales stromboliennes depuis la chambre.
- Éruptions excentriques stromboliennes localisées le long des deux axes intrusifs du volcan. Le long de l'axe majeur N170 les éruptions de 1961 et de Stony Hill sont caractérisées par un magma très pauvre en gaz. Leur événement est occupé par un "tholoiide" dont la formation a été décrite par Baker et al. (1964) lors de l'éruption de 1961. Il s'agit d'une accumulation lavique accompagnée d'une quantité négligeable de projections.

Il est difficile de porter une conclusion à cette étude et surtout de donner un modèle. Cependant il est clair que cycles et dynamismes éruptifs sont liés aux structures des volcans et à leur état mécanique. La notion de cycle éruptif peu donc être défini dans un contexte tectonique comme cela est bien démontré sur le Piton de la Fournaise. Ceci rejoint la notion de cycle éruptif défini par Kieffer (1985) sur l'Etna comme une succession d'éruptions intervenues sur des fissures commandées par la même voie d'ascension durant une même phase tectonique. Cependant la définition de ce cycle tectonique varie d'un volcan à l'autre. Le modèle de scénario éruptif de la Fournaise exposé plus haut a été testé sur notre modèle mécanique (Chevallier et Verwoerd, 1987b, annexe I).

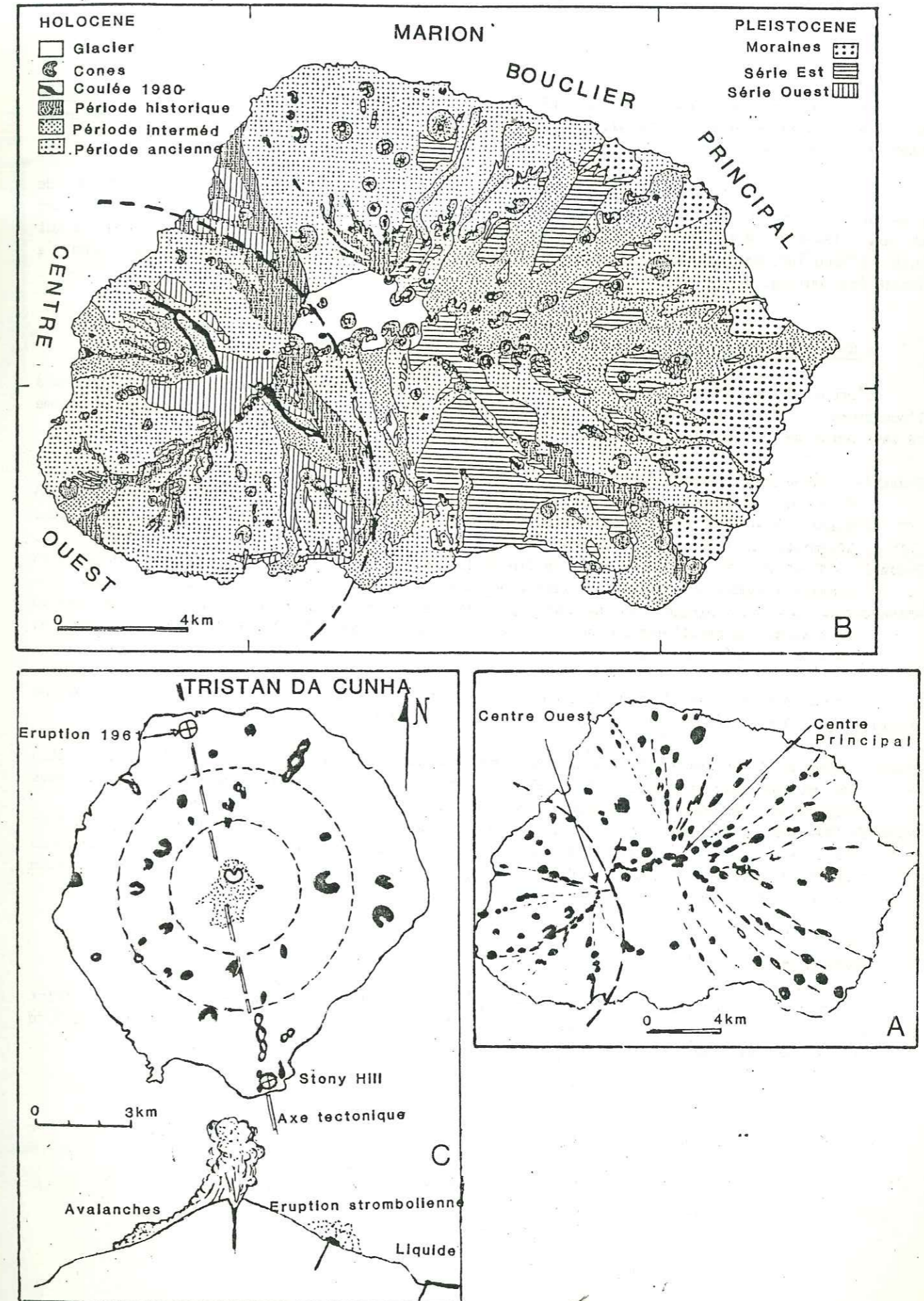


Fig. 29 A- Structure de Marion. Le volcan est formé d'un bouclier principal sur lequel est greffé un édifice satellite (Ouest). B- Carte géologique de Marion. C- Répartition des types éruptifs sur Tristan da Cunha.

Le Piton de la Fournaise est le seul volcan à posséder un observatoire. Trois phases éruptives ont été suivies depuis son installation en 1980: Février-Mai 1981, Hiver 1983-84, et Juin 1985-Mars 1986.

A chaque fois les signes avant-coureurs de l'éruption ont été enregistrés et les méthodes de prévision se sont renforcées au cours des ans. Une étude comparative des éruptions de 1981 (Chevallier et al., 1981; Bachelery et al., 1982) et 1983/84 (Lénat et al., sous presse) est proposée dans ce qui suit. L'éruption de 1985-1986 s'est terminée durant l'écriture de ce manuscrit et aucune donnée n'a encore été publiée.

a. Caractère des éruptions (fig.30A)

L'éruption du printemps 1981 s'est déroulée en trois phases successives correspondant à l'ouverture de trois systèmes de fractures de plus en plus bas sur les flancs du cône, avec un volume de lave émise de plus en plus important.

Phase 1- 3-24 Février: L'éruption débute le long de deux fractures concentriques à la caldera sommitale. Cela dure quelques heures avec très peu de lave émise. L'éruption migre sur le flanc Nord suivant une fracturation radiale en échelon et se stabilise à 2400 m avec formation d'un cône adventif. $2,5 \cdot 10^6$ m³ de lave sont émis.

Phase 2- 25 Fév-31 Mars: 13 heures après la fin de la phase I, ouverture de deux fractures radiales en échelon à 2300 m. $3,5 \cdot 10^6$ m³ de lave sont émis.

Phase 3- 1 Avril-5 Mai: Débute peu de temps après la phase II par l'ouverture de fissures radiales au cône ainsi que parallèles au rebord de la plaine des Osmondes, à 1800 m d'altitude, $4,5 \cdot 10^6$ m³ de lave ont été produits.

L'éruption de 1983/84 s'est déclenchée plus bas sur les flancs du cône terminal (2150 m) et aucune activité n'a été observée dans la région sommitale. Elle s'est déroulée en deux phases successives.

Phase 1- 40 déc 1983-16 Jan 1984: Trois fissures en échelon s'ouvrent entre 2100 et 2200 m d'altitude. Celle du milieu est la plus active. En fin de phase l'activité explosive diminue et des laves visqueuses (pahoehoe) apparaissent le 4 Janvier. $8 \cdot 10^6$ m³ de lave ont été estimés.

Phase 2- 18 Jan-18 Février: Deux fissures en échelon s'ouvrent 400 m au dessus de la fissure principale de la phase I. Le 18 Janvier, la fissure aval a montré un dégazage impressionnant avec fontaines de lave de 80 à 100 m de haut. A partir du 24 Janvier, la plupart des coulées sont de type pahoehoe. $9 \cdot 10^6$ m³ de lave ont été estimés.

b. Sismicité (fig.30B)

La localisation des épicentres de séismes ayant précédés les deux éruptions, montre que le point initial de la fracturation est d'une manière générale à plus faible profondeur lors de l'éruption de 1981 que lors de l'éruption de 1983/84.

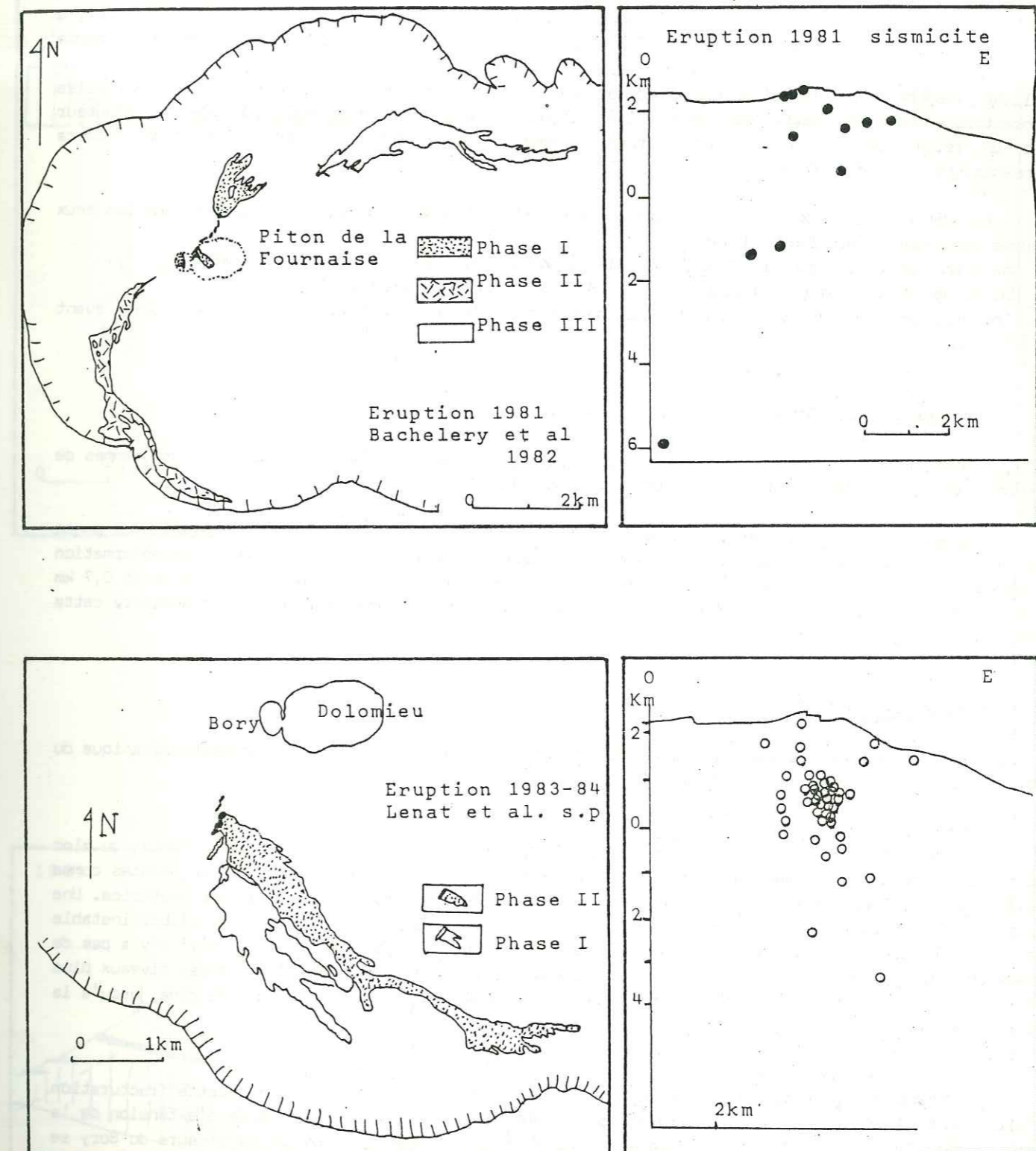


Fig. 30 Comparaison entre les déroulements des éruptions de la Fournaise en 1981 et 1983/1984 et entre leur sismicités.

c. Sismo-tectonique (fig.31A)

Au début de l'éruption de 1981 l'extensomètre placé en travers de la fracture ouverte du Bory a marqué une fermeture de celle-ci, évaluée à plusieurs centimètres (la valeur exacte est inconnue compte tenu du fait que cette contraction a dépassé de loin les possibilités de l'appareil et que la barre reliant les deux points d'ancrage était tordue). Cette fissure du Bory est située entre les failles concentriques le long desquelles a débuté l'éruption. Des mesures d'écartement effectuées par l'auteur sur un réseau de fractures avant l'éruption montrent également une contraction d'une fissure concentrique au nord du Bory.

Le début des deux phases éruptives du 4 Décembre 1983 et 18 Janvier 1984 montre dans les deux heures précédant l'émission de lave:

- 1- Une extension de la fracture du Bory associée à une activité sismique très importante.
- 2- Une baisse de la sismicité lorsque la fissure atteint son écartement maximum.
- 3- Une reprise de l'activité sismique accompagnée d'une légère contraction de la fissure juste avant l'émission de lave.

d. Tiltmétrie (fig.31B)

L'éruption de 1981 a eu lieu un an après l'ouverture de l'Observatoire. Les programmes de déformation du sol n'étaient pas encore tout à fait opérationnels.

L'éruption de 1983/84 est sur ce point bien mieux documentée. Les vecteurs de variation de pente obtenus dans la région sommitale montrent de bonnes convergences avec un modèle de déformation élastique (Mogi, 1958), pour une source de pression située au sud du Dolomieu à 0,9 km et 0,7 km respectivement pour les deux phases. L'addition d'un point d'affaissement au Nord améliore cette corrélation.

e. Mécanismes éruptifs.

Cette étude comparative nous amène à proposer une différence dans le comportement mécanique du volcan durant ces deux éruptions (fig.31C).

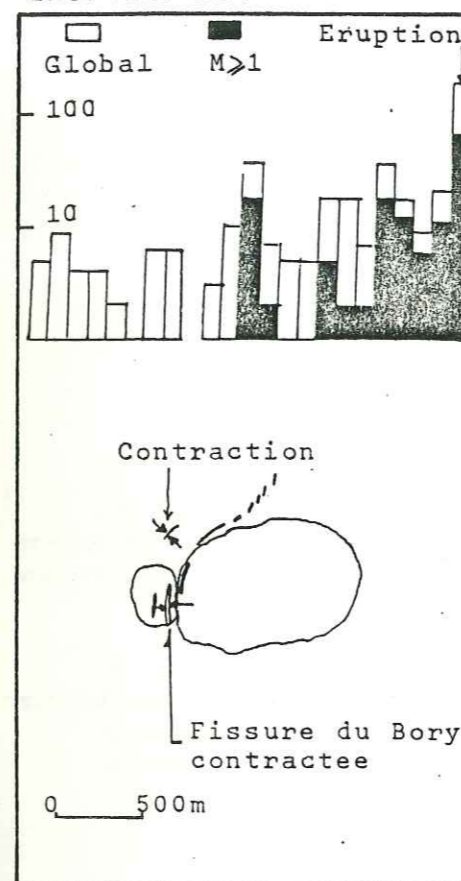
Printemps 1981.

Un phénomène de fracturation hydraulique s'opère dans la faille bordière, préexistante, du bloc sommital au toit de la colonne magmatique. Il en résulte une contraction des fissures adjacentes comme celle du Bory. S'agissant d'un équilibre stable, le bloc referme rapidement la fracture émettrice. Une fracturation hydraulique s'opère alors radialement à partir de la colonne. C'est un équilibre instable et la fracture perpendiculaire à la contrainte minimale σ_3 reste ouverte. S'il n'y a pas de réalimentation de magma dans la colonne, cette fracturation hydraulique s'effectuera à des niveaux plus profonds où la pression est plus forte, d'où la migration des fissures sur flanc de cône jusqu'à la vidange partielle de la colonne.

Décembre 1983-Janvier 1984.

La fracturation hydraulique s'est effectuée directement de façon radiale. Cette fracturation s'accompagne d'une crise sismique, d'un gonflement au toit de l'intrusion et de l'extension de la fissure du Bory. Lorsque la fracture est ouverte et que le magma s'y engage, la fissure du Bory se relâche légèrement et la sismicité décroît. La seconde crise sismique qui suit immédiatement serait due à l'initialisation d'un deuxième échelon lorsque la fracture se propage vers la surface et rencontre la zone instable en extension de glissement gravitaire. (Voir section "Glissement de flancs"). Pour la deuxième phase éruptive, la colonne est réalimentée et le même scénario se reproduit.

ERUPTION 1981



ERUPTION 1983/84

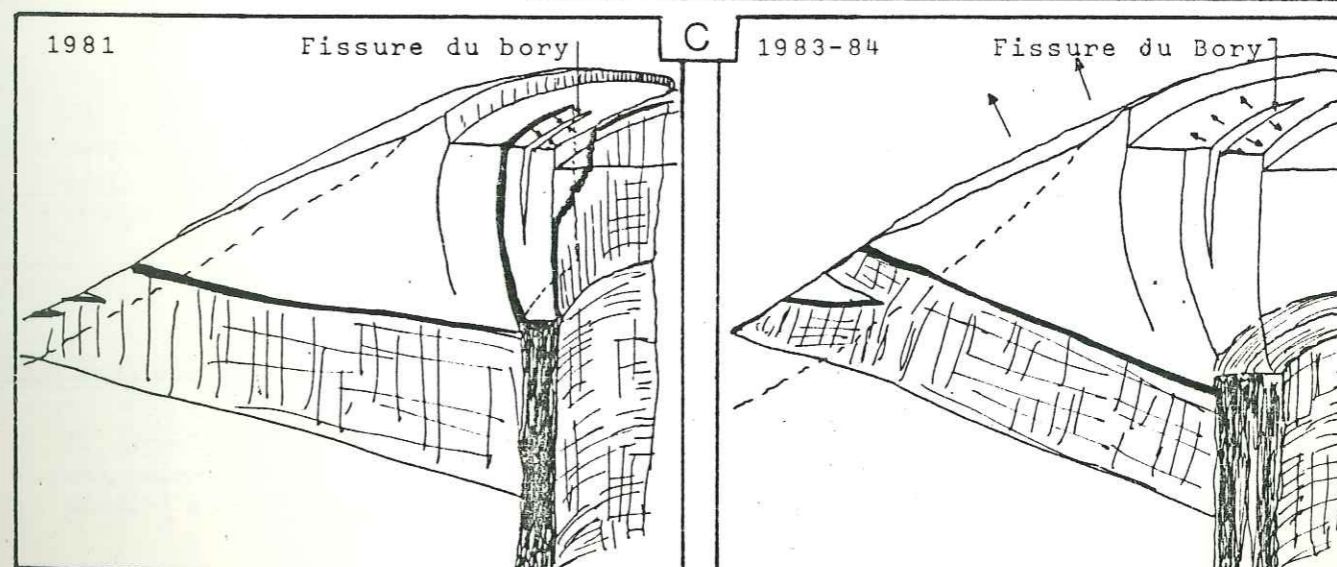
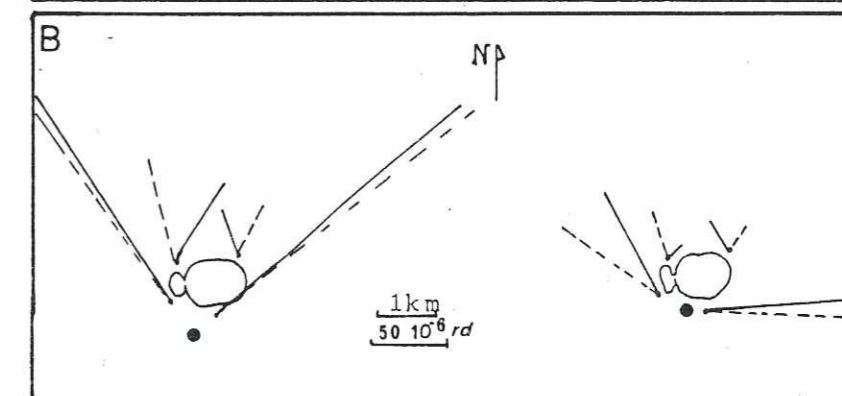
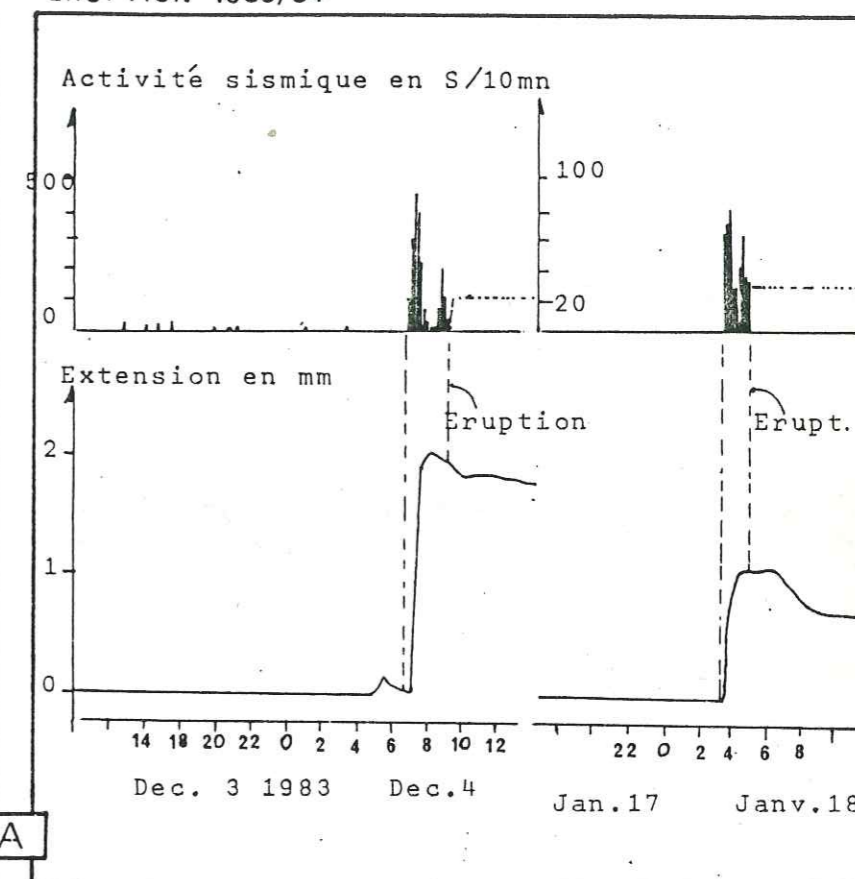


Fig. 31 Comparaison entre les éruptions de la Fournaise en 1981 et 1983/84. A- Sismicité et déformation du sol. B- Tiltmétrie (trait plein, mesures - trait pointillé, modèle). C- Modèles de mécanismes éruptifs pour les deux éruptions. Formation d'une fracturation hydraulique concentrique dans le cas de la première éruption. Fracturation hydraulique radiale dans la deuxième.

CHAPITRE III: LE MODELE GEOLOGIQUE

Les éléments structuraux, pétrologiques, dynamiques et morphologiques décrits dans les chapitres précédents vont nous permettre de construire et de contraindre un modèle d'organisation interne des volcans insulaires intraplaques étudiés.

La dualité des structures appartenant soit au volcanisme basaltique soit au volcanisme différencié nous amène à considérer de la même façon deux modèles d'organisation interne:

- Le modèle de volcan basaltique.
- Le modèle de volcan à magma différencié.

1) LE MODELE DE VOLCAN BASALTIQUE (FIG.32)

Le modèle se compose de deux chambres magmatiques; l'une profonde sous crustale, l'autre superficielle au sein de l'édifice (voir cartouche). Ceci a été déduit d'une part des études pétrologiques avec deux niveaux d'évolution magmatique, et d'autre part des études structurales avec deux entités bien distinctes: caldéras boucliers + ring dykes - fractures coniques + systèmes intrusifs associés à un cône central.

La chambre superficielle est responsable de la plupart de phénomènes éruptifs observés en surface et c'est celle-ci qui sera prise en considération dans notre travail de simulation numérique.

a. Les caractéristiques de la chambre magmatique

Son centre est situé à 3 Km de profondeur sous le sommet. De nombreux arguments sont à l'appui. D'abord les diamètres des structures annulaires en surface associés aux fractures coniques en profondeur convergent vers cette ordre de grandeur. Deuxièmement cela correspond à l'enveloppe de non sismicité observée sous le Piton de la Fournaise. Les séismes générés avant chaque éruption se situent entre 1 et 3Km de profondeur (Lénat, 1987). Troisièmement cette profondeur de 3Km a été démontrée sur de nombreux volcans comme les volcans Hawaïiens (Decker, 1987; Klein et al, 1987) ou le Krafla en Island (Tryggvason, 1986; Sigvaldason, 1987). Quatrièmement cette profondeur correspond à un équilibre mécanique au sein des édifices et à un niveau de "neutral buoyancy" défini par Ryan (1987) où le magma ne peut plus monter par simple différence de densité.

La taille kilométrique et la forme en cloche de cette chambre sont déduites des nombreux complexes plutoniques existants de par le Monde: complexes alcalins d'Afrique de l'Est, complexes carbonatitiques d'Afrique Australe, complexes d'Island (Roobol, 1974) et plus spécialement des complexes hypovolcaniques de Kerguelen (Giret, 1983) pour rester dans le cadre de notre étude. Cette ordre de grandeur est aussi rencontré pour l'enveloppe des séismes sous le Kilauea (Hawaii) (Ryan et al, 1981).

Cette chambre est limitée par un plancher, des murs latéraux et un toit. Le fond plat de la chambre a été choisi (parmi d'autres solutions arbitraires) pour rendre compte des effets de cumulation et de litage magmatique rencontrés à la base ou parfois au sein de nombreux complexes (ophiolites, complexes gabbroïques de Kerguelen, Giret, 1983, complexes gabbroïques du Piton des Neiges, Chevallier, 1979). La cassure entre le toit et les murs doit rendre compte de la formation des fractures coniques. C'est une proposition que nous allons tester du point de vue mécanique dans la deuxième partie de ce mémoire.

b. La colonne magmatique et la caldera sommitale

La colonne magmatique rend compte de la distribution de la fracturation radiale hydraulique centrale et de la présence d'une caldera sommitale de faible diamètre (reflétant celui de la colonne, 500m en moyenne) et très versatile (migration et effondrements répétés à l'échelle de temps historique). Des éruptions bordières de très courtes durée peuvent avoir lieu sur le pourtour du bloc calderique. Elle correspondent à une fracturation hydraulique conique au toit de la colonne. Ces fissures se referment rapidement s'agissant d'un équilibre stable.

c. Les fractures coniques

Elles sont générées à partir de la cassure déterminée par le toit et les murs de la chambre. Ce sont des plans de cisaillement résultant du soulèvement du toit par rapport aux murs qui subissent une compression simple. Ils rendent comptes du soulèvement du cône central et de la concentration d'événements stromboliens au pied du cône.

d. La fracturation hydraulique radiale

Générée à partir de la colonne elle ne peut se développer que dans les parties hautes de

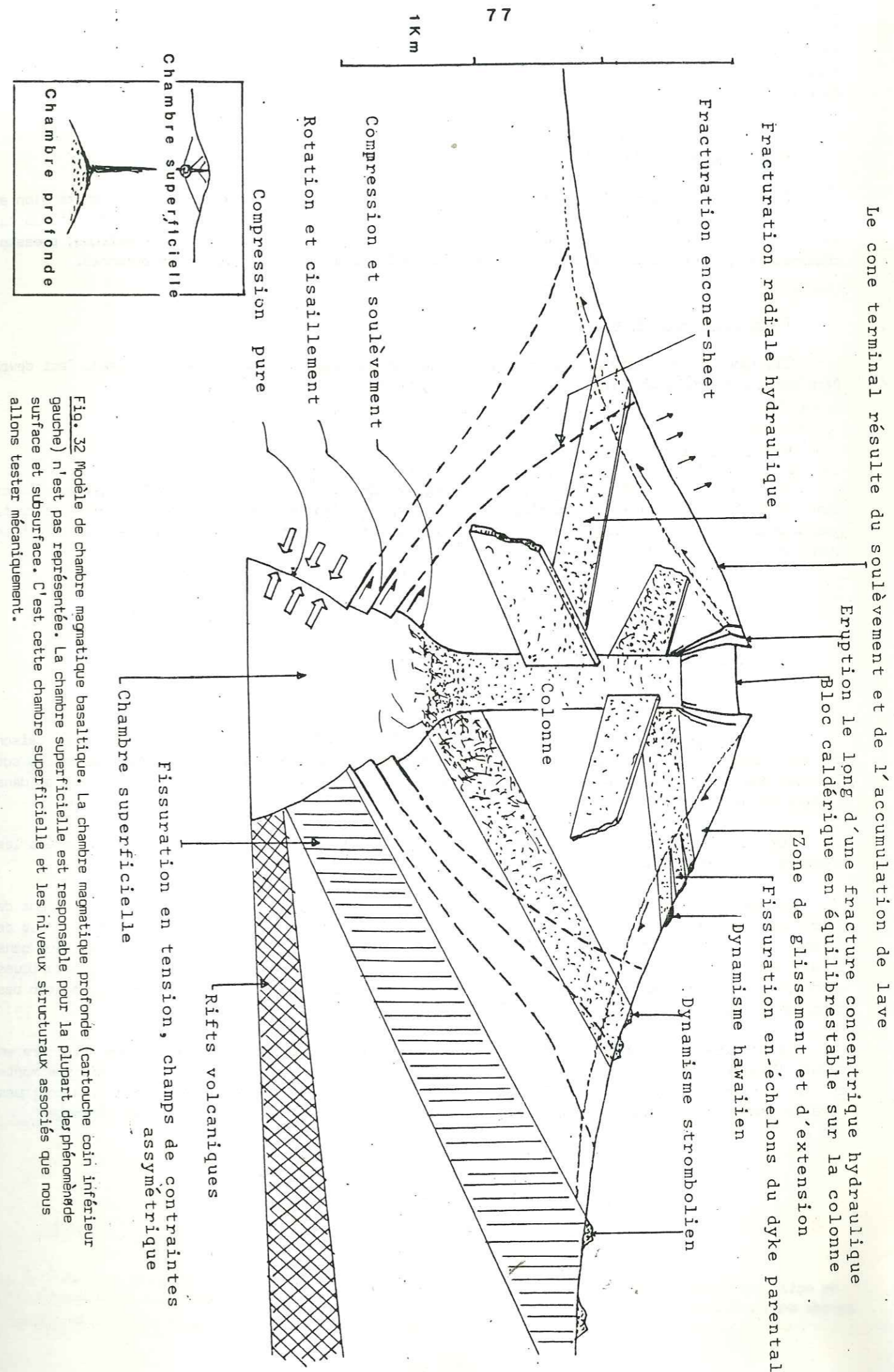


Fig. 32 Modèle de chambre magmatique basaltique. La chambre magmatique profonde (cartouche coin inférieur gauche) n'est pas représentée. La chambre superficielle est responsable pour la plupart des phénomènes de surface et subsurface. C'est cette chambre superficielle et les niveaux structuraux associés que nous allons tester mécaniquement.

Le cône terminal résulte du soulèvement et de l'accumulation de lave

l'édifice là où la pression du magma est supérieure à l'action combinée de la contrainte tangentielle 3 et de la résistance à la traction de la roche. Elle rend compte des éruptions fissurales nombreuses sur les flancs du cône. Lorsque le dyke parental atteint la surface une ségmentation en échelons s'opère. Nous l'attribuons à une rotation du champ des contraintes due à un phénomène d'instabilité et de glissement en surface.

e. La fracturation latérale

Développée à partir des murs de la chambre elle résulterait d'une fissuration en tension en raison des pressions élevées qui se rencontrent à cette profondeur. Sa trajectoire est donc définie par le champ de contraintes préexistant, champ déviateur qui équilibre pression magmatique, pression régionale et pression lithostatique. Elle rend compte des éruptions latérales stromboliennes.

f. Les rifts volcaniques

Ils pourraient correspondre à un niveau de vidange très bas (comme à la Fournaise). Ceci devra être testé sur modèle mécanique.

g. Le cône central

Il a une pente de 25° , moyenne entre les observations faites sur les volcans étudiés. Ses flancs sont affectés de mouvements gravitaires. Il pourrait résulter de 1) l'accumulation de produits volcaniques à faible degré d'étalement (coulées ou éruptions courtes, dépôts de retombées pyroclastiques), 2) d'un soulèvement engendré par les fractures coniques.

2) LE MODELE DE VOLCAN A MAGMA DIFFERENCIE (fig.33)

Il résulte de l'évolution du volcan basaltique. Il est moins documenté que le précédent en raison du fait que les dynamismes et mécanismes éruptifs de ce type ne sont pas actuellement observables sur les volcans des Océans Indien et Atlantique Sud. Ce modèle ne sera pas pris en considération dans l'étude mécanique.

Durant une période de repos qui peut aller jusqu'à plusieurs centaines de milliers d'années les chambres magmatiques basaltiques se refroidissent et les magmas se différencient.

La baisse de pression des magmas et de température de la roche engendre un affaissement de l'édifice avec formation de ring dykes (regroupés en niveaux de sills) en profondeur et d'un mur de caldera en surface (caldera bouclier). Certains de ces ring dykes peuvent monter assez haut dans l'édifice et former des laccolithes. Ces laccolithes donnent de petits complexes hypovolcaniques gabbroïques, gabbrosyénitiques ou syénitiques (comme sur le Piton des Neiges) qui peuvent alimenter des plugs en surface.

La chambre superficielle est aussi en cours de refroidissement. Elle présente une structure en pelure d'oignon avec couches gabbroïques à l'extérieur et centre syénitique. La partie syénitique monte en surface en rebroussant l'encaissant (phénomène observé sur Kerguelen). Les fractures coniques générées durant la période basaltique se changent en véritable cone-sheets acides. Après dégazage

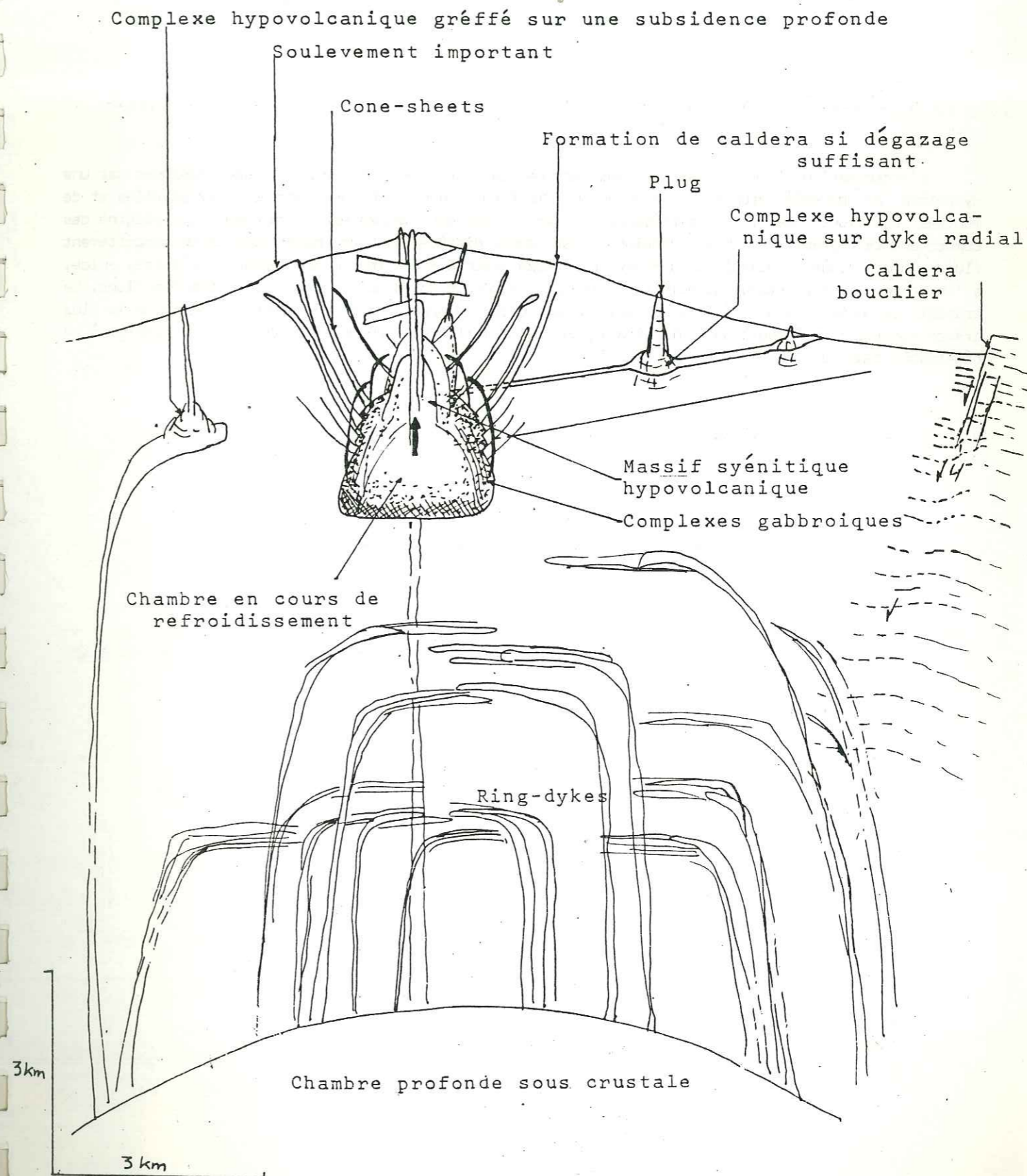


Fig. 33 Modèle de chambres à magma différencié. Il résulte de l'évolution (par repos, différenciation et refroidissement) du modèle de chambres basaltiques. Formation de ring dykes, caldera bouclier, cone sheets et massifs plutoniques à enveloppes de différenciation.

suffisant de la chambre, une caldera se formera le long de ces cone-sheets.

Des dykes radiaux, moins nombreux, sont observés, sur lesquels des plugs peuvent s'aligner (ex: Gough).

3) COMMENTAIRES

L'organisation interne des volcans acides se distingue de celle des volcans basiques par une dynamique de poussée prononcée vers le haut, la formation de nombreuses poches superficielles et de montées de plugs épais. La différence de densité des deux magmas est certainement à l'origine des comportements dynamiques. Leur rhéologie est aussi différente. L'un, basaltique, a un comportement fluide, hydraulique et élastique ou élasto-plastique associé à une tectonique cassante. L'autre, acide, a un comportement plastique associé à une tectonique souple en ce qui concerne la montée des plugs. Le travail de modélisation numérique qui suit s'appliquera au premier type de volcan en raison de la plus grande simplicité qui régit ses lois mécaniques. Ce travail constitue une approche qui est appelée à se développer dans le future.

CHAPITRE IV: CONDITIONS DE PRESSION ET DE TEMPERATURE

La recherche des marqueurs de pression et de température au sein des volcans est d'importance lorsque nous envisageons une modélisation physique de ces derniers.

Nous abordons là malheureusement le domaine certainement le moins documenté de notre étude, surtout en ce qui concerne les pressions.

D'un autre côté toute la "philosophie" du problème inverse en mécanique des volcans est justement de tester les différents paramètres physiques (supposés donc inconnus) qui peuvent reproduire les observations géologiques.

Ce qui est proposé dans ce court chapitre doit plutôt être compris comme des données de départ approximatives afin de rester dans l'ordre de grandeur physique.

1) CHAMPS THERMIQUES

Les modifications du champ de températures dues aux chambres magmatiques ou aux intrusions de laves ont un effet déterminant dans le comportement mécanique d'un volcan. Dans le but d'améliorer nos résultats de simulation, il serait bon de considérer l'effet thermique sur la réponse élastique du milieu. Pour cela, il faut évaluer la distribution des températures au sein de l'édifice.

Les modèles de champs thermiques autour des chambres magmatiques proposés par Fedotov (1982) ou Giberti et al. (1984) ont été établis en utilisant des formules considérant uniquement la perte de chaleur par conductivité (fig.34A) et ne tiennent pas compte des effets de circulations hydrothermales convectives. Néanmoins, Bianchi et al. (1984) modélisent les déformations de surface des champs phlégréens en additionnant un tel chargement thermique à leur simulation numérique par éléments finis. Les résultats montrent des déplacements verticaux importants plus en accord avec les observations. La température étant donc un paramètre déterminant de la rhéologie du milieu, voyons si l'on peut affiner cette approche en étudiant quelques exemples de terrain exposés dans l'Océan Indien.

Les complexes plutoniques gabbro-syénitiques étudiés par Giret (1983) sont les témoins de chambres magmatiques refroidies à différentes profondeurs. Leur encaissant basaltique est toujours affecté d'un métamorphisme de contact sur une ou quelques dizaines de mètres, dans le faciès à albite-épidote ou cornéennes à amphibole (fig.34B). Les conditions de températures d'un tel métamorphisme sont comprises entre 400° et 500°C pour le premier faciès et entre 500° et 550°C pour le deuxième (Auboin et al., 1975). Les valeurs des températures de cristallisation maximales obtenues par géothermomètres sont généralement supérieures à 1000°C. Ceci traduit un fort déséquilibre thermique dans la zone de contact avec le magma. La perte de chaleur par conduction s'effectue donc très rapidement sur une distance très faible autour de la chambre. La transmission de chaleur à l'intérieur d'un édifice se fait essentiellement par convection ou en d'autres termes par hydrothermalisme.

L'étude de la répartition des faciès hydrothermaux dans un massif volcanique est une très bonne approche pour la déduction des paléo-isothermes et des paléogradients au sein de cet édifice. L'étude la plus complète jusqu'à ce jour a été faite sur le volcan du Piton des Neiges (Rançon, 1982). L'auteur reconnaît principalement deux enveloppes thermiques distinctes dans les 2000 premiers mètres de l'édifice aérien, une chaude (135°-130°C), une froide (0-135°C), disposées en coupole autour d'une source de chaleur subsphérique profonde (fig.34C et D). A partir du gradient vrai de 18°C/100m mesuré au forage de Roche plate dans le cirque de Salazie et en lui appliquant un coefficient multiplicateur dû à l'érosion rapide du massif qui a rabaisé le gradient thermique, l'auteur détermine un paléogradient de 5°,14C/100m (fig.34E et F). Il en déduit une paléotempérature de 75°C à 1500m sous la paléo surface du volcan et 135°C à 1700m. Cela correspond à la limite supérieure du faciès à chabazite-philipsite à la fin de la construction du bouclier basaltique.

Des phases hydrothermales ont été également décrites sur le Piton de la Fournaise dans le fond du cirque de Grand Pays (Rançon, 1982) en relation probable avec une chambre froide, sur la Possession où elle est associée à un système de ring-dykes (Chevallier et al., 1983), à Maurice où elle est liée à l'activité du rift volcanique N100 (Perroud, 1982), à Bouvet où elle affecte la partie centrale de l'édifice (Verwoerd, 1976; Prestvik et Winsnes, 1981). Pour diverses raisons (manque d'études approfondies, limitation des affleurements) aucun résultat ne peut être tiré qui puisse apporter du nouveau à cette étude.

Notre modèle de distribution des températures tiré des exemples de l'Océan Indien (fig.34G) considère: 1- Une chambre magmatique à 1100°C. 2- Une enveloppe thermique conductrice très mince, difficilement représentable à l'échelle du dessin, où la chute de température est très importante (1100 à 400°C). 3- Une très large zone thermique convective où l'hydrothermalisme domine. Le gradient géothermique est considéré comme linéaire entre la zone conductrice et la surface et sa valeur dépend de la profondeur de la chambre.

La principale critique que l'on peut faire à ce modèle est qu'il s'applique à des chambres en cours de refroidissement et que les températures sont sans doute légèrement sous estimées. Un magma basaltique au dessus de sa température de liquidus, 1200°, serait certainement plus proche des réalités (voir éruptions Fournaise 1983, Lénat et al., en préparation, ou éruptions du Karthala, Upton et al., 1974). Toutefois cela ne change pas la géométrie des zones thermiques à l'intérieur du volcan.

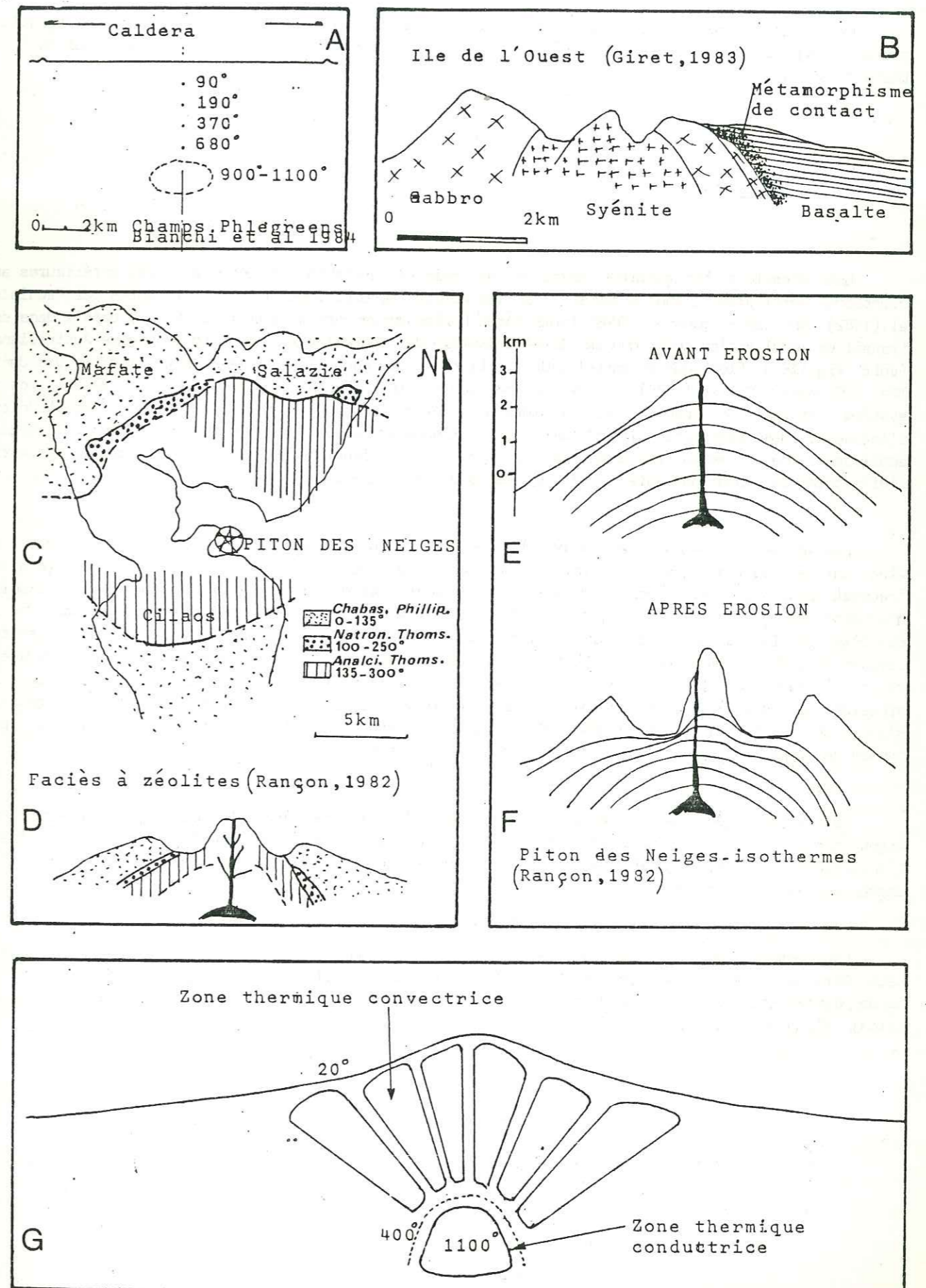


Fig. 34 Les champs thermiques à l'intérieur des volcans, déduits principalement du métamorphisme de contact et des enveloppes géothermiques (voir texte ci-contre pour explication)

Enfin le modèle ne tient pas compte du champ géothermique régional dû à la chambre magmatique profonde sous-crustale. Ce dernier n'apporterait pas une modification majeure au modèle qui reste de toute façon assez grossier.

2) LES PRESSIONS

Les pressions horizontales exercées au sein de la croûte terrestre sont très inférieures aux pressions verticales lithostatiques. Ainsi les mesures barométriques in situ effectuées par Paquin et al. (1982) en Grèce montrent des contraintes horizontales variant autour du MPa (10 bars). Dans son travail de modélisation numérique sur la distribution des contraintes au sein de la Plaque Australienne (voir fig. 13E), Cloetingh et Wortel (1985) obtiennent des contraintes horizontales compressives de 10 MPa (100 bars). Muller (1986) utilise une pression externe de 25 MPa pour modéliser la mise en place du système intrusif de Spanish Peak (Colorado). Enfin, Robson et Barr (1964) dans leur étude sur l'influence des pressions lithostatiques et horizontales sur la formation des structures volcaniques appliquent une pression régionale de 32 MPa. Les déformations au sein de la croûte terrestre s'effectuent donc pour des valeurs contraintes absolues faibles.

Les pressions magmatiques quant à elles ne sont en fait que des surpressions par rapport à un état initial où la pression hydrostatique du magma équilibre la pression lithostatique (état de "neutral bouyancy"). Elles sont attribuées à l'expansion des gaz au sein du magma. Leur valeur absolue n'a donc pas grande importance dans un modèle élastique linéaire comme celui qui est présenté dans la deuxième partie, à condition qu'il soit initialisé à partir de cet état d'équilibre. Des pressions variant de 25 MPa à 75 MPa ont été utilisées dans nos modèles numériques. Cet ordre de grandeur est aussi rencontré dans les travaux de Bianchi et al (1984), Muller (1986), Paul et al (1986). Toutefois, la pression des gaz à l'intérieur du système magmatique n'est certes pas la même partout et on devrait s'attendre à une distribution non uniforme de cette dernière. Nous signalons dès maintenant que, par mesure de simplicité, nous n'avons pas tenu compte de ce problème.

La valeur de la contrainte déviatrice (résultante entre pression régionale-pression magmatique-pression lithostatique) est en fait importante dans la répartition des contraintes à l'intérieur de l'édifice. Plusieurs valeurs de cette contrainte déviatrice seront testées dans notre chemin de chargement du modèle.

Les mesures de pression absolue sur les volcans étudiés manquent donc sérieusement. Il serait peut être bon qu'à ce niveau un effort soit fait dans la formulation d'un programme de mesures in situ ou de mesures indirectes (géobaromètres, inclusions fluides). Le Piton de la Fournaise serait un terrain d'application idéal.

II^{me} partie

Modélisation mécanique

Le rôle de la "mécanique des structures" est de fournir une description de l'état de contrainte et de déformation à l'intérieur d'une structure considérée. L'analyse précise de cet état est primordiale dans tout projet d'étude en Génie Civil que ce soit au niveau des édifices en béton ou au niveau des constructions métalliques.

L'analyse de cet état au sein des volcans est l'approche que je propose dans ce chapitre. Dans la première partie nous avons, pas à pas, établi un modèle géologique de volcan intraplaque océanique. Nous voulons maintenant tester ce modèle du point de vue mécanique. Nous voulons en particulier juger le rôle respectif des contraintes régionales et locales (magma) dans la dynamique de l'édifice ainsi que les caractéristiques géométriques de la source (forme et profondeur de la chambre magmatique). Néanmoins, cette étude ne se veut pas exhaustive et tous les problèmes abordés précédemment ne sont pas traités.

Nous exposons donc les premiers résultats du programme "Dynamics of volcanic edifices. Mechanical approach" mené à l'Université de Stellenbosch et synthétisés dans un article (Chevallier et Verwoerd, 1987, annexe I). Plusieurs modèles numériques élastiques linéaires ont été établis par la méthode des éléments finis avec l'aide de l'ISE (Institute for Structural Engineering).

Nous exposons ensuite les résultats obtenus par le programme de Modélisation du Comportement Mécanique des Volcans du PIRPSEV mené à l'IRIGM Grenoble, et auquel nous avons collaboré. Un modèle "Bloc" dérivé de la méthode des éléments finis, adapté aux milieux fissurés et établi par Coyne et Bellier-Paris, a été utilisé.

Dans ce chapitre, une introduction sur l'analyse mécanique des structures et sur la méthode des éléments finis est d'abord proposée. Une description des modèles numériques utilisés est ensuite faite et les résultats des différentes étapes de chargement de ces modèles sont commentées.

CHAPITRE I: INTRODUCTION A LA MECANIQUE DES STRUCTURES

La mécanique des structures permet d'obtenir, de façon théorique, la distribution et la concentration des contraintes au sein d'une structure soumise à un chargement quelconque (compression, traction, pliage, température etc...).

La description de l'état de contrainte et de déformation dans un milieu continu est donnée par la théorie de l'élasticité (Timoshenko et Goodier, 1951). Des solutions analytiques ou numériques (éléments finis) permettent de résoudre les problèmes de la théorie de l'élasticité. Parmi les solutions numériques, la méthode des éléments finis est devenue très populaire durant ces dernières années, dû à sa capacité de traiter des problèmes complexes. La technique des éléments finis a été utilisée dans notre travail de simulation. La méthode est exposée dans Cheung et Yeo (1979).

Ce chapitre est une synthèse sur la mécanique des structures, afin de proposer au lecteur les bases et concepts qui la régissent. Toutefois, les chapitres qui suivent pourront être compris sans avoir recours à cette introduction.

1) LA THEORIE DE L'ELASTICITE

Afin d'analyser une structure, il est nécessaire d'idéaliser son comportement sous forme mathématique aussi pratique que possible. L'idéalisation la plus simple et la plus commune est représentée par le type "élastique linéaire" où la déformation est proportionnelle à la contrainte (fig.35a). Le type élastique non linéaire, qui idéalise le comportement de matériaux comme certains polymères ou caoutchoucs, peut-être décrit par une relation polynomiale entre contrainte et déformation (fig.35b). Un matériel élastique-plastique présente un seuil d'élasticité à partir duquel il ne retrouvera pas sa forme d'origine si la contrainte exercée est relâchée (fig.35c).

Bien qu'aucun matériel ne soit parfaitement élastique linéaire, une relation de type linéaire peut-être considérée comme valide pour tout matériau à condition que les déformations rencontrées soient relativement très petites. Le modèle que nous avons utilisé à Stellenbosch est de ce type (nous verrons à la fin de ce chapitre qu'une approche plus complexe du milieu avec comportements conjugués élastique linéaire, non linéaire et élastique-plastique, est utilisée dans le modèle "Bloc"). La relation de type élastique linéaire est gouvernée par la loi de Hooke:

$\sigma = E \epsilon$
 Contrainte = Module d'Young × Elongation selon la direction parallèle à celle de la contrainte.

Le module d'Young, qui correspond à la pente de la fig.35a, est déterminé en laboratoire. Les roches montrent un comportement élastique linéaire pour des déformations inférieures à 1%, sur une durée de temps assez courte et à basse température.

Pour décrire l'état général de contrainte, déformation, déplacement en trois dimensions dans un corps élastique quelconque nous avons besoin d'équations plus complexes que celle qui vient d'être donnée. Quinze équations sont nécessaires pour cela. Ces quinze équations constituent la "Théorie de l'Elasticité" et peuvent se regrouper en trois catégories.

a. Equations entre déplacement et déformation $\epsilon_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial U_i}{\partial j} + \frac{\partial U_j}{\partial i} \right)$

ϵ : déformation ∂U : déplacement

Notation générale regroupant 6 équations lorsque i et j varient de 1 à 3.

b. Equations d'équilibre: $\frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial j} + f_i = 0$

σ : contrainte f_i : forces appliquées au solide (ex: son poids)

Notation générale regroupant 3 équations lorsque i et j varient de 1 à 3.

c. Loi de Hooke: $\epsilon_{ij} = \frac{1}{E} \left[(1+\nu) \sigma_{ij} - \nu \delta_{ij} \sigma_{kk} \right]$ avec $\delta_{ij} = 0$ si $i \neq j$
 $\delta_{ij} = 1$ si $i = j$

σ : contrainte ϵ : déformation E : Module d'Young ν : coefficient de Poisson,
 Notation générale regroupant 6 équations lorsque i et j varient de 1 à 3.

Il est possible, en théorie, d'intégrer ces quinze équations différentielles et de satisfaire les conditions aux limites appropriées, afin d'obtenir les vecteurs déplacement et de contrainte à chaque point de la structure. En pratique, cependant, c'est une tâche presque impossible sauf pour les problèmes simples.

2) LA SOLUTION ANALYTIQUE

Une alternative à l'approche directe vectorielle est utilisée sous la forme de solutions analytiques. Les solutions analytiques de la théorie de l'élasticité consistent à trouver une fonction (polynomiale, sinusoidale, en nombre complexes etc...) dans un système de coordonnées choisies selon le problème à résoudre. Cette fonction décrit le déplacement et l'état de contrainte dans tout le milieu, et satisfait aux conditions aux limites. Le modèle de Mogi (1958) (Fig.36) qui est toujours très usité dans les problèmes de déformation du sol en volcanologie utilise une solution analytique. Seules des géométries simples peuvent être étudiées par la méthode analytique.

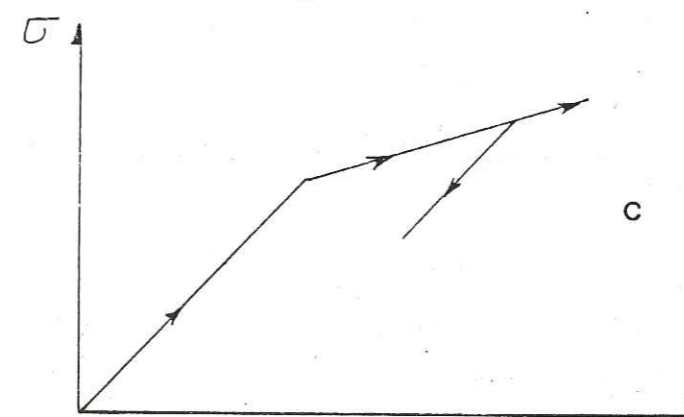
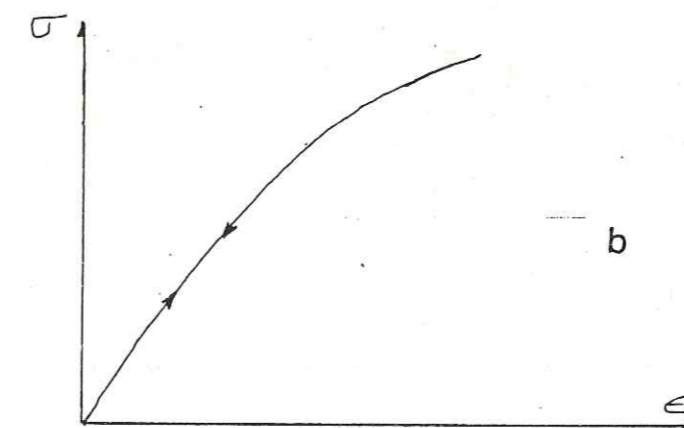
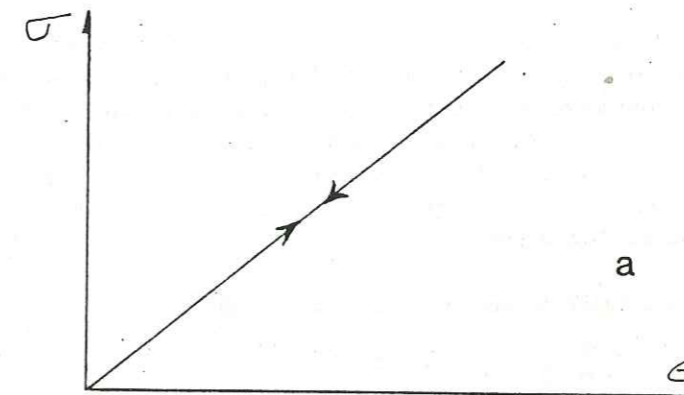


Fig. 35 Lois de comportement des matériaux.

- a) Elastique linéaire
- b) Elastique non linéaire
- c) Elastique-plastique

3) LA SOLUTION NUMERIQUE, LA METHODE DES ELEMENTS FINIS

La méthode numérique ne calcule plus l'état de contrainte en tout point du milieu mais en certains points seulement. Elle a connu son avènement avec le calcul ordinateur. C'est une technique très maniable et puissante qui permet de considérer des problèmes complexes. Le calcul est développé à partir des principes énergétiques qui ne sont rien d'autre qu'une reformulation des équations de l'élasticité. Le plus utilisé de ces principes, est celui des travaux virtuels qui dit que l'énergie emmagasinée dans une structure au cours d'une déformation virtuelle est égale au travail effectué par les forces appliquées à la structure durant la déformation.

L'énergie de déformation virtuelle ou travail interne virtuel est donnée par:

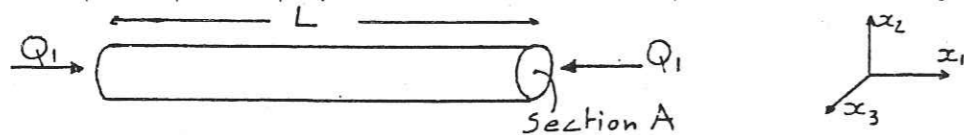
$$\mathcal{V} = \int_V \left(\frac{1}{4\mu} \sigma_{ij}^2 - \frac{\lambda}{4\mu(2\mu + 3\lambda)} \sigma_{kk}^2 \right) dv$$

V : volume de la structure.

σ_{ij} et σ_{kk} sont les composants du système de contraintes quand i et j varient de 1 à 3.

μ et λ : paramètres de Lamé reliés aux constantes physiques des matériaux et cités plus hauts.

Cette formule générale prend dans le cas de matériaux isotropes linéaires élastiques, une forme très simple. Prenons l'exemple le plus simple, celui d'une barre métallique soumise à un chargement axial.



L'état de contrainte à chaque point de la barre est

$$\sigma_{11} = \frac{Q_1}{A} \quad \sigma_{ij} = 0 \quad \sigma_{kk} = 0$$

En utilisant ces composants de contraintes dans la formule ci-dessus:

$$\mathcal{V} = \int \frac{1}{2E} \sigma_{11}^2 dv = \frac{L Q_1^2}{2EA}$$

Le calcul peut se compliquer légèrement lorsque l'action des forces extérieures devient plus complexe mais la solution est toujours aisée à obtenir.

Le travail dû aux forces extérieures appliquées à la structure est donnée par: $W_E = \frac{1}{2} \sum_{i=1}^n q_i Q_i$

Q_i : système de forces appliqué à la structure au point i.

q_i : déplacement virtuel (ou imaginaire) du point i dans la direction de : Q_i

D'après le théorème $\mathcal{V} = W_E$ il s'en suit que $Q_i = \frac{\partial \mathcal{V}}{\partial q_i} = k_{ij} q_j$

où k_{ij} est appelé coefficient de rigidité de l'élément considéré dans la structure et peut donc se calculer à partir de l'énergie interne. En développant i = 1 à 3 et j = 1 à 3:

$$\begin{aligned} Q_1 &= k_{11} q_1 + k_{12} q_2 + k_{13} q_3 \\ Q_2 &= k_{21} q_1 + k_{22} q_2 + k_{23} q_3 \\ Q_3 &= k_{31} q_1 + k_{32} q_2 + k_{33} q_3 \end{aligned} \implies \begin{bmatrix} Q_1 \\ Q_2 \\ Q_3 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} k_{11} & k_{12} & k_{13} \\ k_{21} & k_{22} & k_{23} \\ k_{31} & k_{32} & k_{33} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} q_1 \\ q_2 \\ q_3 \end{bmatrix}$$

Puis par sommation des matrices k_{ij} des différents éléments de la structure on peut obtenir la matrice de rigidité globale de la structure

$$(F) = (K) (U)$$

(F) matrice des forces extérieures, (K) matrice de rigidité globale, (U) matrice des déplacements. Ainsi la résolution de (U) permet de calculer la déformée de la structure sous l'action des forces extérieures (F) et de déduire les contraintes à l'intérieur de cette structure.

Une structure peut varier en complexité depuis une simple barre métallique (comme l'exemple plus haut) jusqu'à un maillage de poutrelles, barres et panneaux connectés entre eux par des joints fixes, ou mobiles et nécessite alors l'emploi du calcul ordinateur. Pour étudier l'état de contrainte et de déformation à l'intérieur d'un milieu solide nous avons recours à la méthode des éléments finis. La première étape consiste à diviser le milieu étudié en éléments par maillage. L'exemple de la fig.37a montre un assemblage possible d'éléments finis pour un barrage et ses fondations. Ainsi l'idée de base derrière la méthode des éléments finis est que le milieu considéré est représenté par un ensemble discret d'éléments uniquement connectés entre eux aux points nodaux. Une analyse comparable à celle développée plus haut permet de résoudre les déplacements, puis les contraintes aux noeuds du maillage (Fig.37b).

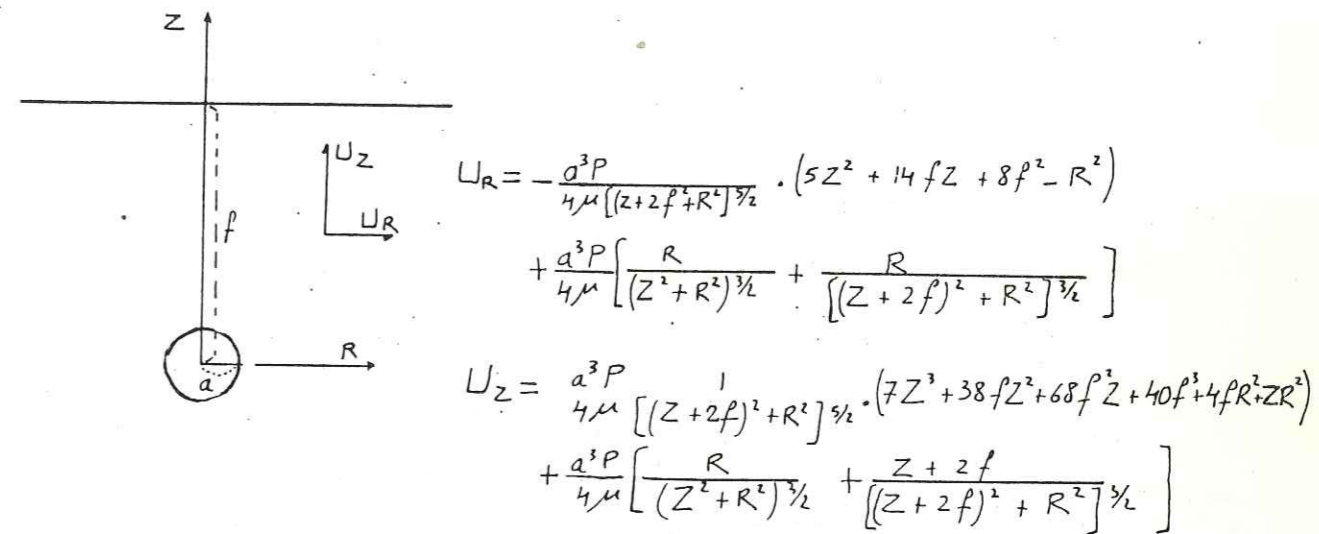


Fig. 36 Le modèle analytique de Mogi (1958) donne les déplacements horizontaux et verticaux dans un milieu semi-infini pour une chambre très petite.

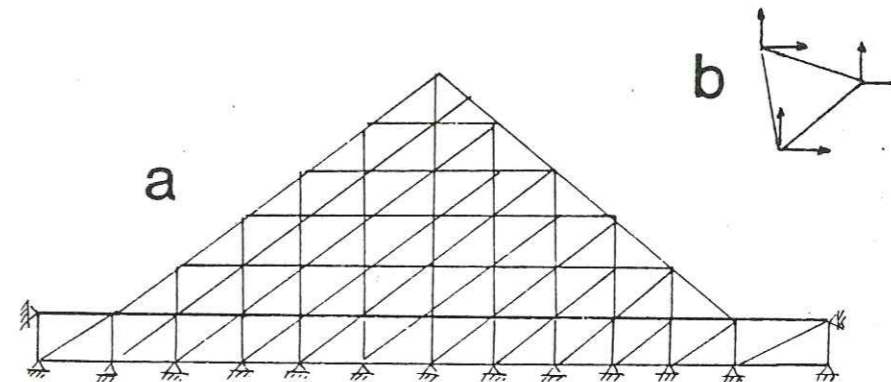


Fig. 37 Un exemple de maillage pour l'analyse en éléments finis d'un barrage quelconque.

CHAPITRE II: LE MODELE NUMERIQUE ELASTIQUE LINEAIRE

Le modèle numérique en éléments finis que nous avons utilisé à Stellenbosch est axisymétrique, élastique linéaire. Il a été établi en collaboration avec l'"Institute for Structural Engineering" de l'Université de Stellenbosch. Le maillage de la structure a été fait grâce au programme PATRAN et le chargement du modèle ainsi que le calcul des déplacements, déformations et contraintes ont été faits sur le programme ABAQUS qui ne prend que des maillages quadrangulaires.

En fait trois modèles ont été testés:

- Le modèle de base isotrope
- Le modèle de base anisotrope avec chargement thermique.
- Le second modèle avec chambre magmatique de forme différente.

1) LES CARACTERISTIQUES DU MODELE DE BASE (fig.38)

a. Géométrie

La géométrie de ce modèle est basée sur le modèle géologique de volcan basaltique établi dans la première partie (fig.32). Ce modèle est axisymétrique, c.a.d. il représente une tranche de volcan qui est reproduisible autour d'un axe vertical passant par le centre.

Il se compose d'une croûte océanique de 5km d'épaisseur surmontée d'un édifice volcanique avec une chambre superficielle centrée à 3km de profondeur (fig.38A). Cette chambre comprend un plancher, un mur latéral, un toit et est surmontée par une colonne verticale.

Les côtés du modèle ont été pris arbitrairement mais de façon à garder un certain éloignement par rapport à la chambre magmatique.

b. Le maillage

La densité du maillage est fonction du degré de précision que l'on veut obtenir dans les résultats. Cette précision doit être plus grande autour du système magmatique et moindre dans la croûte océanique où nous pressentons une certaine homogénéité dans la distribution des contraintes et des déformations.

c. Les conditions aux limites

Le programme ABAQUS utilise les notations suivantes pour définir les axes de coordonnées globales en analyse axisymétrique (voir Fig. 38B):

- Axe Y: vertical
- Axe X: radial
- Axe Z: tangentiel

Le long de la limite inférieure de la croûte les déplacements verticaux ne sont pas autorisés. Les déplacements radiaux sont libres.

Le long de l'axe de symétrie du modèle les déplacements radiaux ne sont pas autorisés. Les déplacements verticaux sont libres.

La surface topographique, la limite latérale du modèle et la ligne délimitant le système magmatique sont des surfaces libres. Les déplacements radiaux et verticaux sont autorisés.

d. Description du milieu et propriétés physiques du matériau

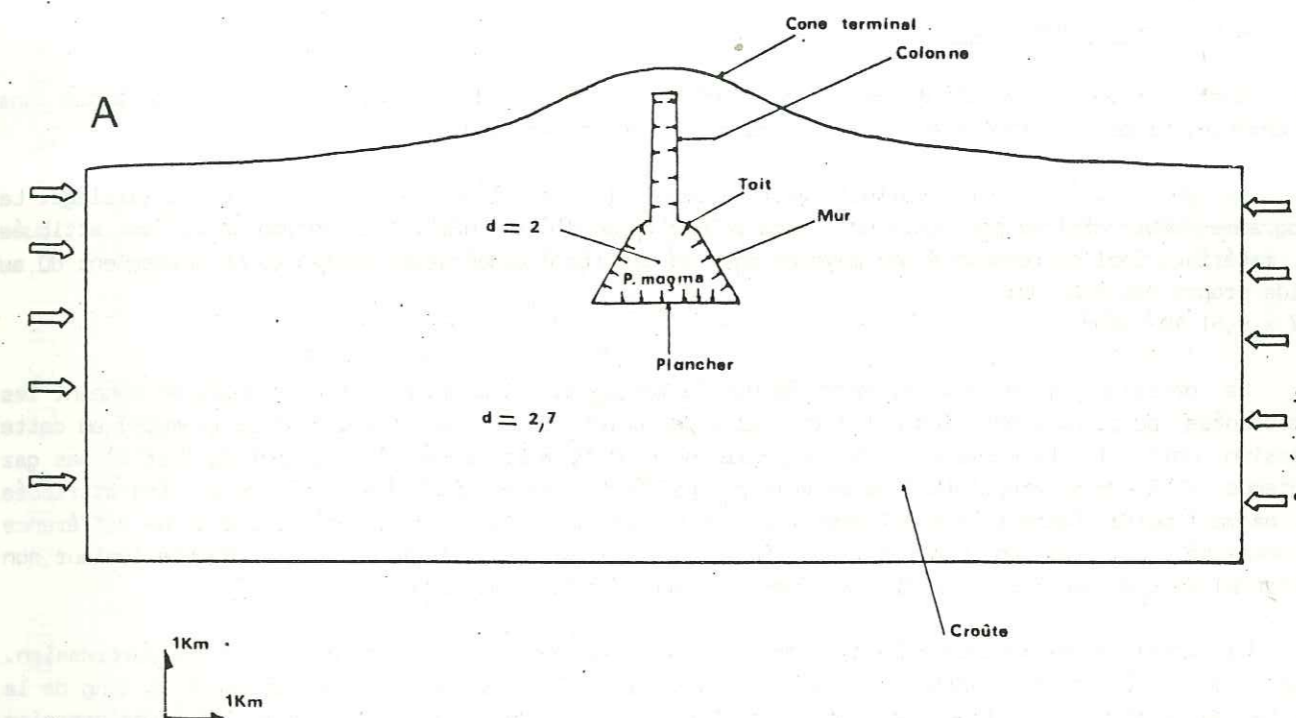
- Le milieu est:
- élastique linéaire
 - homogène continu
 - isotrope

L'assomption d'un milieu élastique linéaire est justifiée si nous nous intéressons à des déplacements infinitésimaux et sans nous soucier des seuils mécaniques de rupture.

Le milieu (les formations basaltiques formant la croûte et le volcan) peut être considéré comme continu à l'échelle de travail. En effet il est tellement fracturé qu'il s'assimile à un milieu continu à l'échelle kilométrique. Cette approximation est couramment acceptée en mécanique des sols et donne des résultats satisfaisants.

Le milieu est isotrope, c.a.d. il possède les mêmes propriétés partout. Ceci est très discutable si l'on considère l'importance de la température dans la rhéologie des roches. C'est pourquoi un modèle anisotrope est également proposé plus loin. Les deux pourront être comparés.

Les propriétés physiques utilisées, et données ci-dessous, sont celles d'un basalte moyen à température atmosphérique (CRC Handbook, 1982, Clark Jr., 1966; Ryan, 1987). Ces propriétés ont été



B

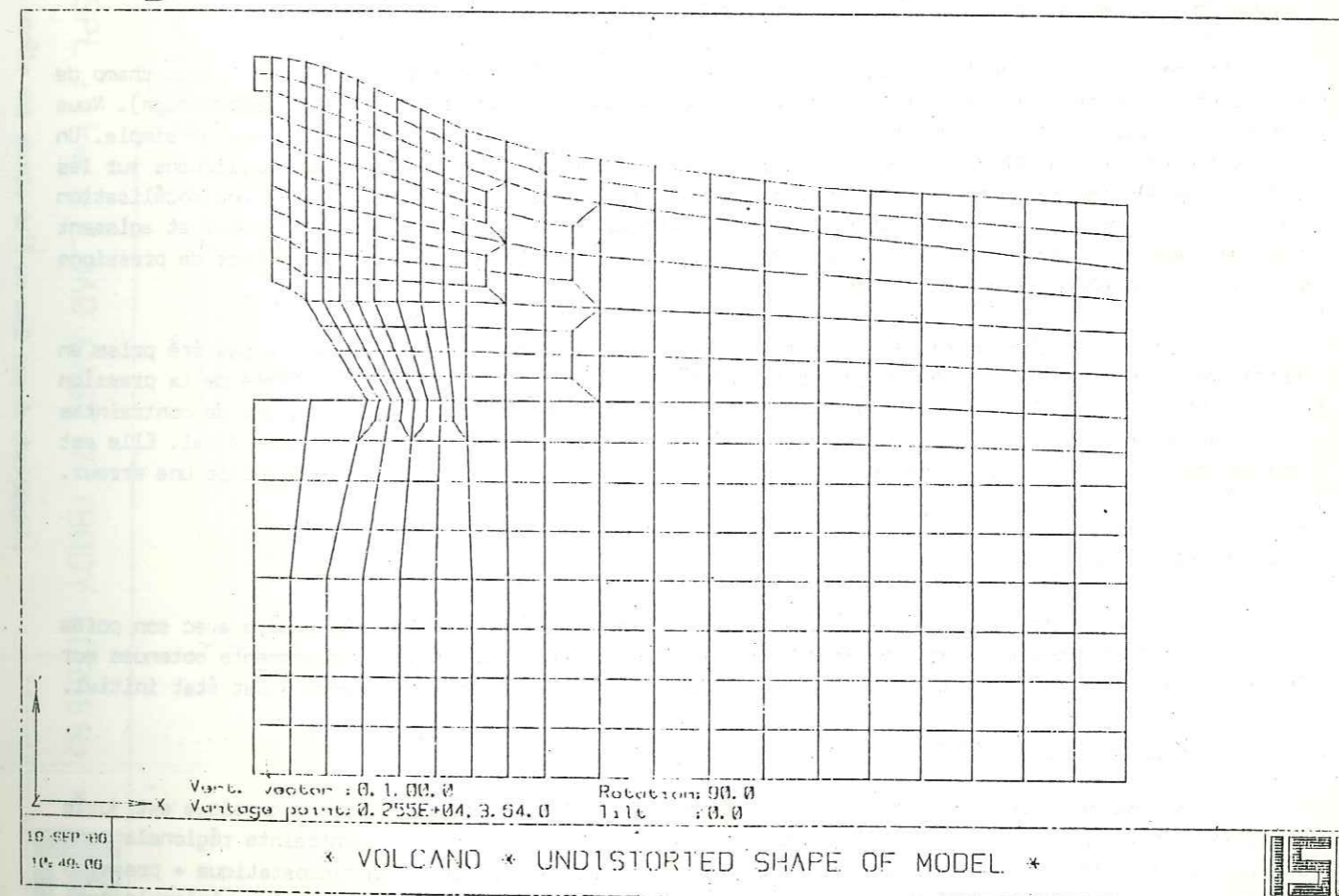


Fig. 38 Les caractéristiques du modèle en simulation numérique.

- a) Géométrie et cas de chargement
b) Le maillage.

changées lors du chargement thermique du modèle (voir plus loin).

Module d'Young $E = 75000 \text{ MPa}$
 Module de Rigidité $G = 30000 \text{ MPa}$
 Coefficient de Poisson $\nu = 0,25$

e. Les cas de chargement

Quatre types de chargement ont été appliqués au modèle: poids propre, pression hydrostatique dans la chambre, pression magmatique dans la chambre et pression régionale.

Le poids propre est appliqué verticalement (suivant l'axe Y) à chaque noeud du maillage. Le programme ABAQUS utilise pour cela une force volumétrique d'unité N/m^3 . Une densité de 2,7 est attribuée au matériau. Ceci correspond à une moyenne pour un basalte à température ambiante. Le chargement dû au poids propre est donc de: $2,7 \times 9,81 \cdot 10^3 \text{ N/m}^3$.

La pression hydrostatique, exercée par le magma dans la chambre, est introduite en donnant les coordonnées du point à pression nulle et celles des points du maillage (limite de la chambre) où cette pression doit agir. Le magma est supposé avoir une densité moindre que l'encaissant du fait 1) des gaz contenus et 2) de sa propriété à se mouvoir par différence de densité. Une valeur de 2 a été attribuée au magma liquide. Cette valeur est arbitraire et n'a été prise que pour rendre compte d'une différence de densité. La pression hydrostatique (Phydro) exercée par le magma dans la chambre (valeur non uniforme) agit perpendiculairement aux côtés de chaque élément limitrophe.

La pression magmatique (Pmag), due à l'expansion des gaz, agit en fait comme une surpression. Nous avons fait varier sa valeur de 0 à 35MPa. Cette pression est appliquée uniformément le long de la limite du système magmatique et perpendiculaire à cette dernière. Cette assumption d'une pression uniforme n'est qu'une approximation car elle n'est certainement pas vraie. En effet il faudrait tenir compte de l'accumulation et de la plus grande pression des gaz au toit de la colonne.

La pression régionale résulte du champ de contraintes au sein des plaques océaniques, champ de contraintes généré par les forces appliquées aux limites des plaques (traction ou compression). Nous avons vu au chapitre I de la première partie que ce champ de contraintes agit en compression simple. Un tel champ ne peut pas être simulé sur modèle axisymétrique. Les pressions que nous appliquons sur les côtés du modèle agissent en compression pure. Ceci démontre tout l'intérêt de passer à une modélisation en trois dimensions. Ces pressions sont supposées invariantes avec la profondeur et agissent horizontalement (suivant l'axe X) sur tout les points du côté du modèle. Des valeurs de pressions variant de 0 à 10MPa ont été utilisées.

L'effet de la pression de confinement (non uniforme) sur les côtés du modèle n'a pas été prise en ligne de compte. Cette pression de confinement représente la composante horizontale de la pression lithostatique. Dans la méthode des éléments finis cette pression appartient au champ de contraintes résultant et non aux cas de chargement c.a.d. qu'elle fait partie de l'état d'équilibre final. Elle est une conséquence et non pas une cause. La prendre en considération dans le chargement serait une erreur.

f. Initialisation du modèle

L'état de contrainte et de déformation a été initialisé en chargeant le modèle avec son poids propre. Un affaissement du sommet de 7m est observé (fig.39). Les valeurs des déplacements obtenues sur les scénarii suivants (et résumées sur les fig. 108b et c) sont données par rapport à cet état initial.

g. Le chemin de chargement

Il a été effectué selon deux scénarii successifs. 1) L'effet de la chambre magmatique est juste représenté par une pression hydrostatique. Différentes valeurs de la contrainte régionale sont utilisées. 2) L'effet de la chambre magmatique est représenté par une pression hydrostatique + pression magmatique. Différentes combinaisons entre la pression magmatique et la pression régionale sont utilisées afin d'avoir une variation du champ déviateur.

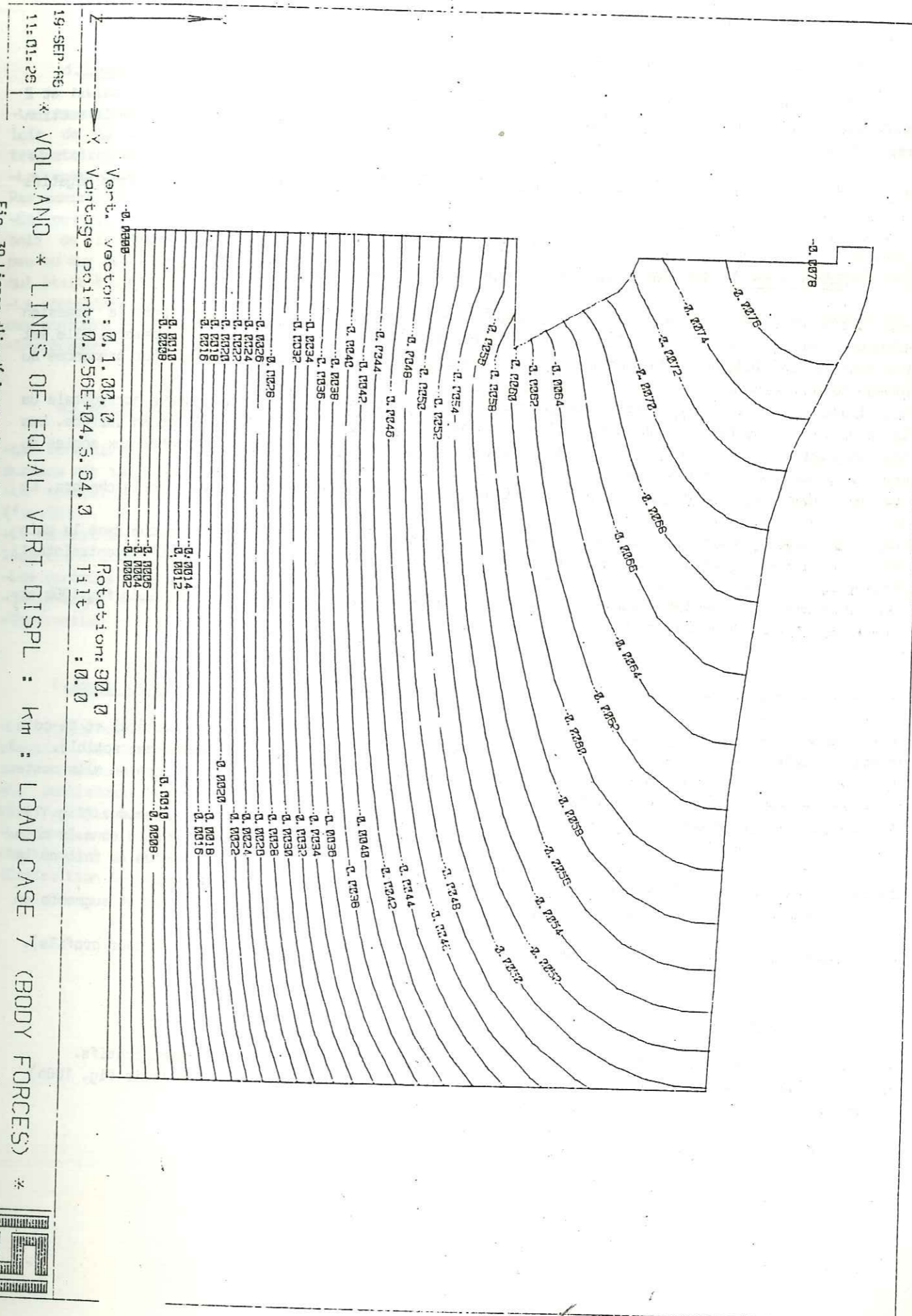


Fig. 39 Lignes d'isodéplacements verticaux lorsque le modèle est soumis qu'à un seul cas de chargement, son propre poids.

2) RESULTATS DE CALCUL DU MODELE DE BASE ISOTROPE

S'agissant d'un modèle axisymétrique seules les trajectoires des contraintes principales¹ et 2 sont représentées. La contrainte principale 3 est horizontale et perpendiculaire au plan de la section représentée sur les figures qui suivent.

N.B. Sur les diagrammes de contours d'intensité des différentes contraintes, les chiffres négatifs indiquent une compression, les chiffres positifs une extension.

a. Combinaison 1: pression lithostatique + pression hydrostatique.

-La trajectoire de la contrainte principale 1 est essentiellement contrôlée par la pression lithostatique (fig.40). Elle n'est déviée qu'à proximité même du mur latéral de la chambre. Elle est horizontale le long de la colonne magmatique. Elle subit une rotation en surface surtout prononcée au niveau du cône central.

-La trajectoire de la contrainte 2 compressive est également contrôlée par la composante horizontale de la pression lithostatique et est déviée à proximité du système magmatique et en surface. Les trajectoires des contraintes principales 2 qui agissent en extension sont tangentes aux angles du contour de la chambre (fig.41). Résultat cohérent.

-La contrainte 1 est compressive partout (fig.42) avec une concentration aux murs de la chambre. Le long de la colonne elle varie très peu en intensité.

-La contrainte tangentielle 3 est fortement extensive le long de la colonne ainsi que dans le coin inférieur de la chambre. Sur les murs de la chambre elle s'annule à l'endroit où la contrainte 1 atteint son maximum (Fig.43). Dans le reste du massif elle est compressive.

-Un soulèvement de 0,1m est noté au sommet. Le soulèvement des pentes basses est nul (voir fig.108b et c pour les profils de soulèvement).

b. Combinaison 2: combinaison 1 + pression régionale (P_{ext}) = 5MPa.

-Les trajectoires de la contrainte 1 subissent une réorientation au niveau du mur latéral et du coin inférieur de la chambre (fig.44). Une accentuation de la rotation en surface est aussi perceptible.

-L'intensité de la contrainte 1, compressive, augmente au mur de la chambre. Par contre elle reste inchangée le long de la colonne (fig.46).

-La contrainte 2 est compressive le long de la colonne où elle varie peu avec la profondeur (fig.47). Elle est également très compressive sur le mur de la chambre. Elle est très extensive dans le coin inférieure de la chambre ainsi qu'au sommet de la colonne. Elle est légèrement extensive au toit de la chambre et s'annule au contact toit-mur.

-La contrainte tangentielle 3 est toujours extensive le long du système magmatique et augmente en intensité (fig.48).

-Soulèvement du cône de 0,4m et léger soulèvement des pentes basses (voir fig.108b et c pour profils).

c. Combinaison 3: combinaison 1 + pression régionale = 10 MPa.

-Le passage d'une pression régionale de 5MPa à 10MPa n'apporte pas de changements significatifs.

-On note un soulèvement du cône de 0,5m et un soulèvement des pentes basses de 0,35m (voir fig. 108b)

-On note une contraction horizontale des pentes basses (voir fig. 108c).

d. Combinaison 4: combinaison 1 + pression régionale = 10MPa + pression magmatique = 25MPa.

-La pression magmatique se fait ressentir dans la réorientation des trajectoires de la contrainte 1 loin de la chambre, luttant ainsi contre la pression lithostatique (fig.49). La réorientation des trajectoires en surface est plus prononcée.

-La contrainte 1, toujours compressive, subit un autre accroissement d'intensité important (fig.51). Par contre elle n'augmente que très légèrement le long de la colonne.

-La contrainte 2 n'augmente pas le long de la colonne par rapport à l'étape précédente (fig.52). Au toit de la chambre elle est nulle et même légèrement compressive au contact toit-mur. Elle n'augmente pas au mur de la chambre, par contre une extension bien plus forte est notée dans le coin inférieur (ce qui était à prévoir).

-La contrainte 3, extensive, n'augmente pas en intensité le long de la colonne mais un rapprochement de ces contours et un parallélisme plus marqué avec la colonne sont notés (fig.53).

-Soulèvement du cône en surface de 1,00m, soulèvement des pentes basses de 0,50m (voir fig. 108b).

e. Combinaison 5: combinaison 1 + pression régionale = 5MPa + pression magmatique = 35MPa.

-La contrainte 1 se réoriente vers la surface à partir de la chambre (fig.54). L'effet de rotation en surface est toujours bien marqué.

-La contrainte 1 continue d'augmenter au mur de la chambre et reste constante le long de la colonne (fig.56).

-La contrainte 2 reste inchangée le long de la colonne et au mur de la chambre (fig.57). Elle redevient légèrement extensive au toit de la chambre.

-Les contours de la contrainte 3 se parallélisent fortement à la colonne (fig.58).

-Soulèvement du cône de 1,00m, soulèvement des pentes basses de 0,50m (Fig. 108b).

-Contraction horizontale des pentes basses (Fig. 108c).

f. Combinaison 6: combinaison 1 + pression régionale = 5MPa + pression magmatique = 55MPa.

-La trajectoire de la contrainte 1 se réoriente plus depuis la chambre vers les régions distales, résultat de l'augmentation de la contrainte déviatrice (fig.59). Sa valeur ne cesse d'augmenter au mur de la chambre et reste relativement stable le long de la colonne (fig.61).

-La contrainte 2 ne varie pas le long de la colonne ni au toit et aux murs de la chambre. Par contre elle augmente beaucoup au coin inférieur (fig.62).

-La contrainte 3 augmente beaucoup au pied de la colonne (fig.63).

-Soulèvement du cône de 1,20m et des pentes basses de 0,50m (voir fig.108b)

-Contraction horizontale de 1,20m des pentes basses (Fig. 108c).



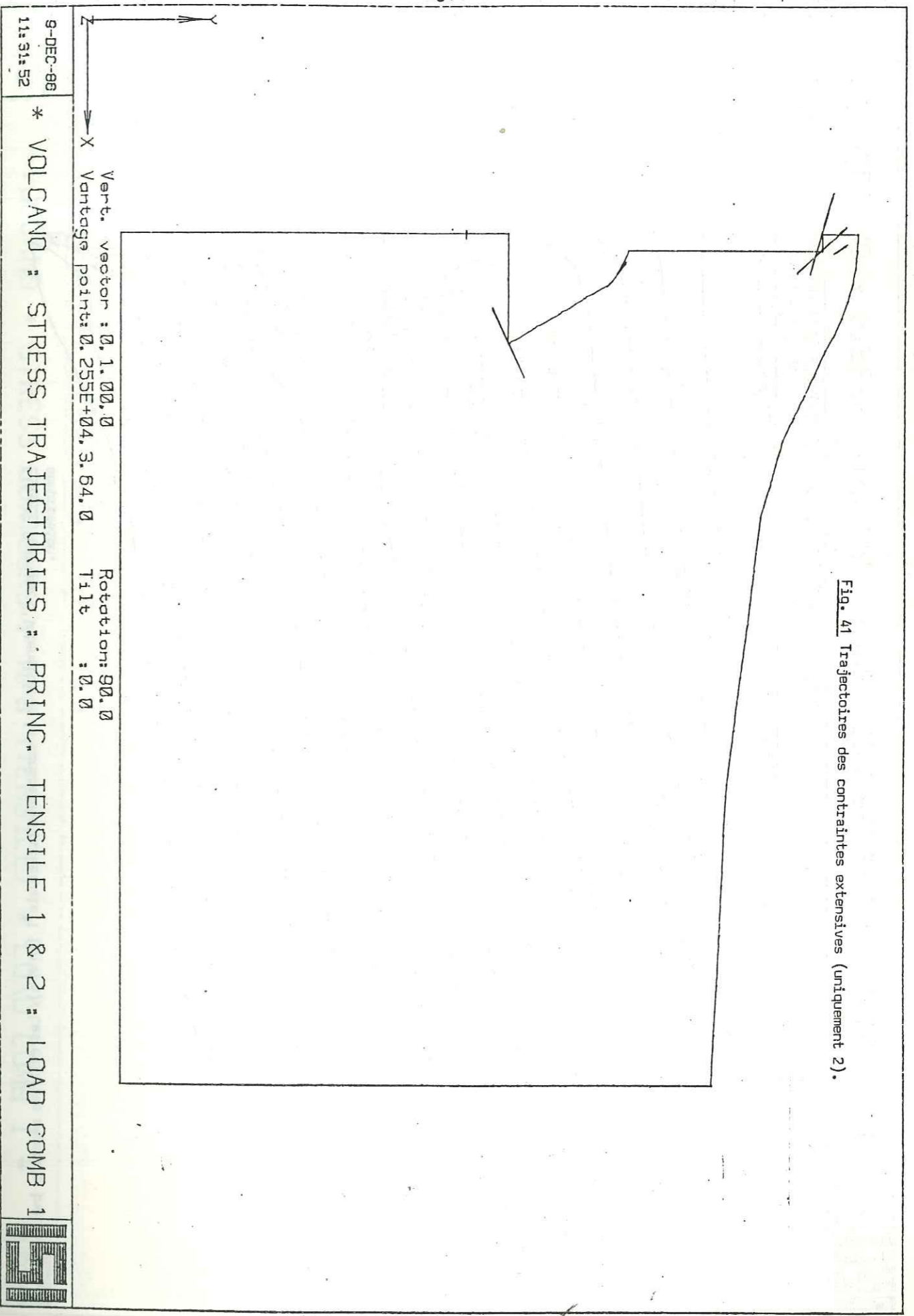


Fig. 41 Trajectories des contraintes extensives (uniquement 2).

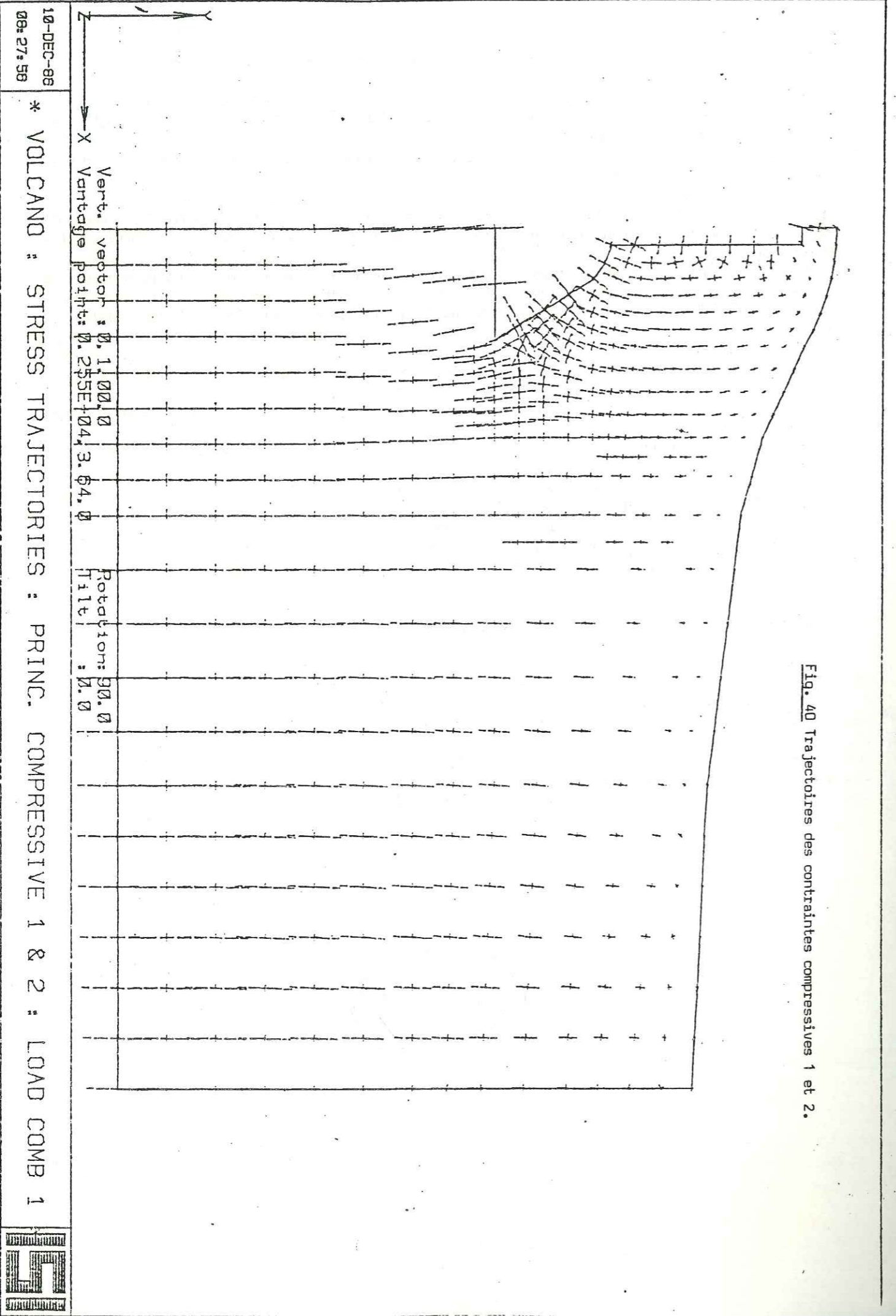


Fig. 40 Trajectories des contraintes compressives 1 et 2.

10-DEC-86
08: 27: 58

* VOLCANO : STRESS TRAJECTORIES : PRINC. COMPRESSIVE 1 & 2 : LOAD COMB 1



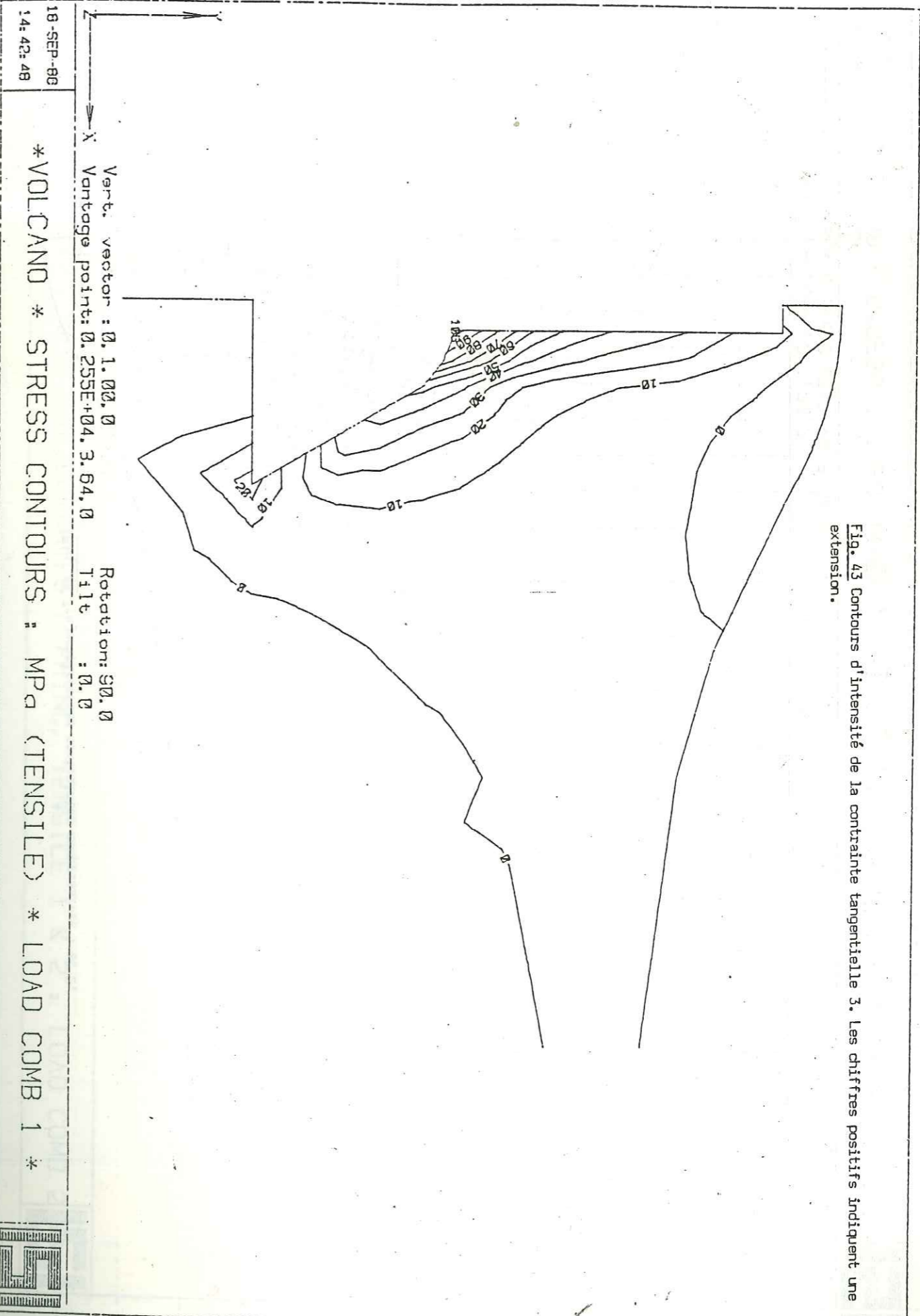


Fig. 43 Contours d'intensité de la contrainte tangentielle 3. Les chiffres positifs indiquent une extension.

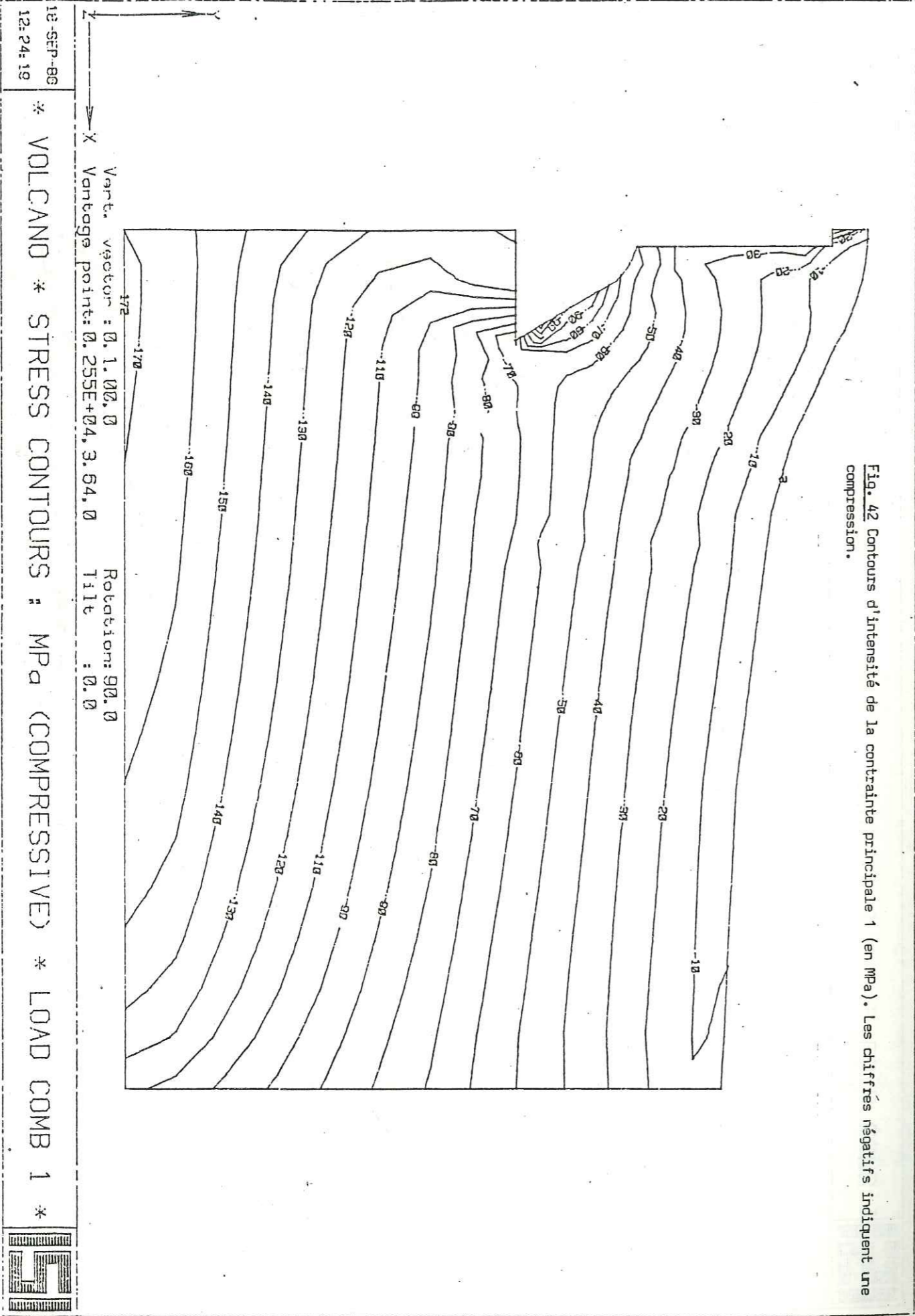


Fig. 42 Contours d'intensité de la contrainte principale 1 (en MPa). Les chiffres négatifs indiquent une compression.

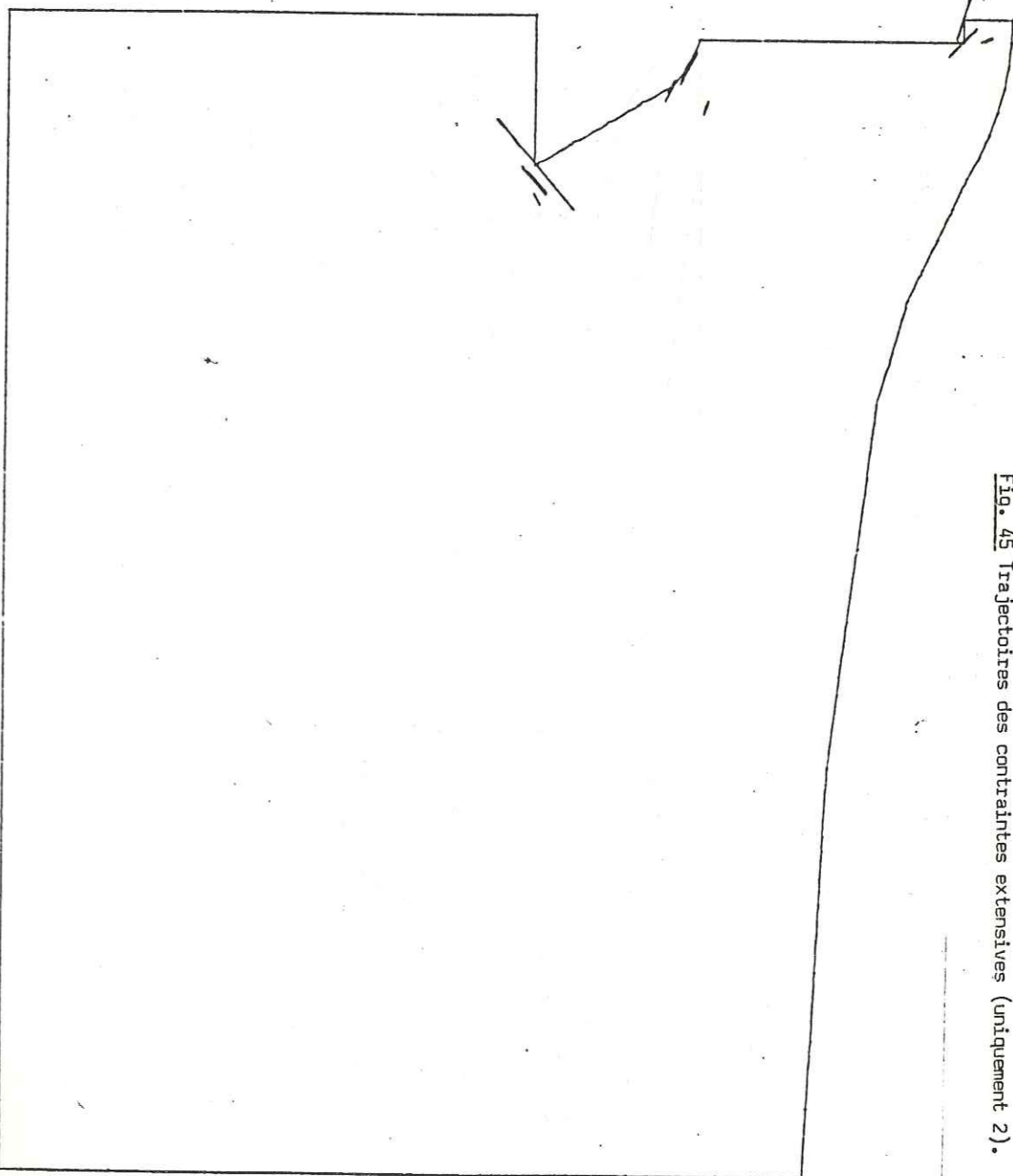


Fig. 45 Trajectoires des contraintes extensives (uniquement 2).

9-DEC-88
11:41:06

Vert. vector: 0.1.00.0
X Vantage point: 0.255E+04, 3.64.0

Rotation: 90.0
Title: 0.0

* VOLCAND : STRESS TRAJECTORIES : PRINC. TENSILE 1 & 2 : LOAD COMB 2

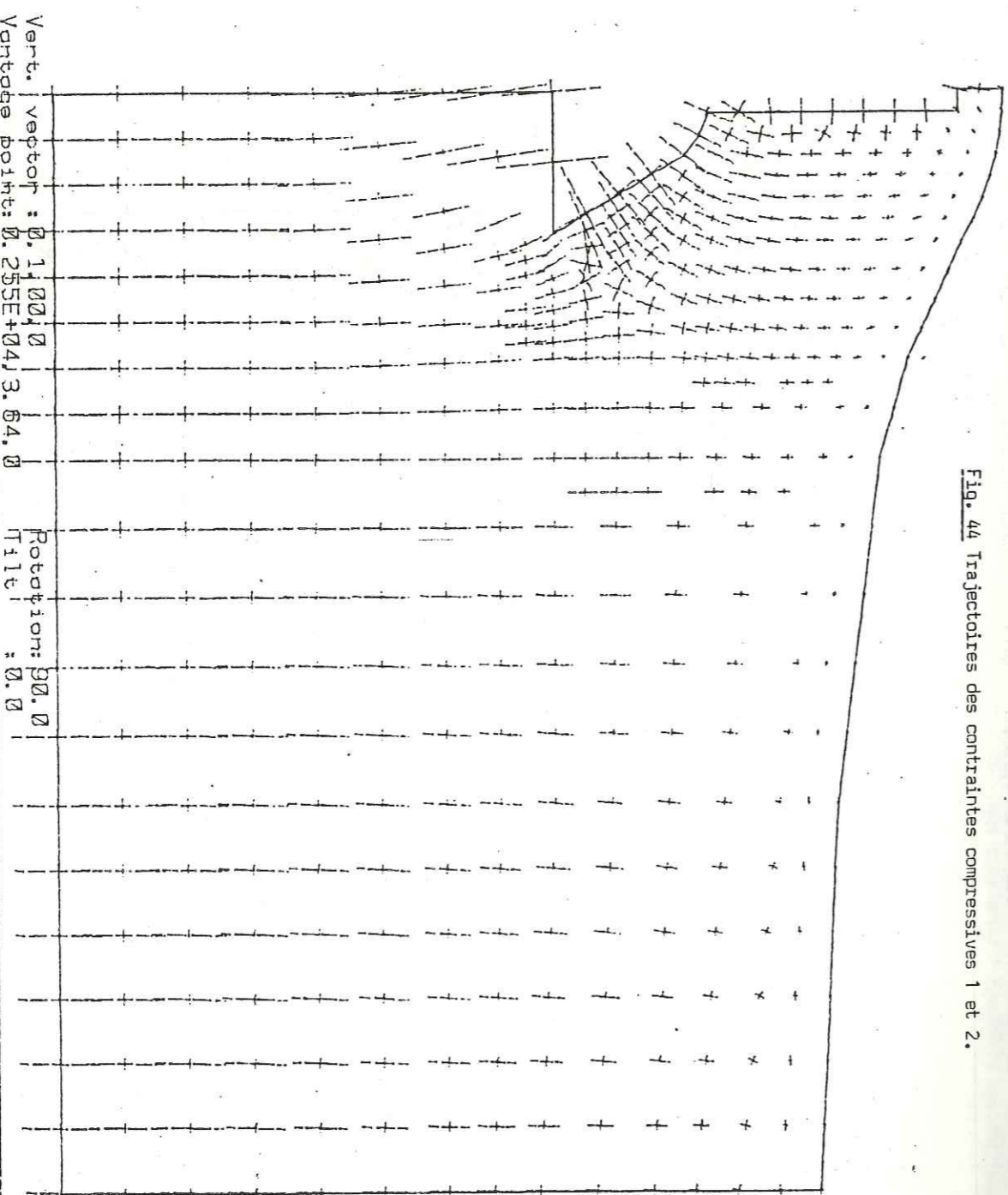
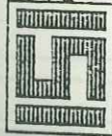


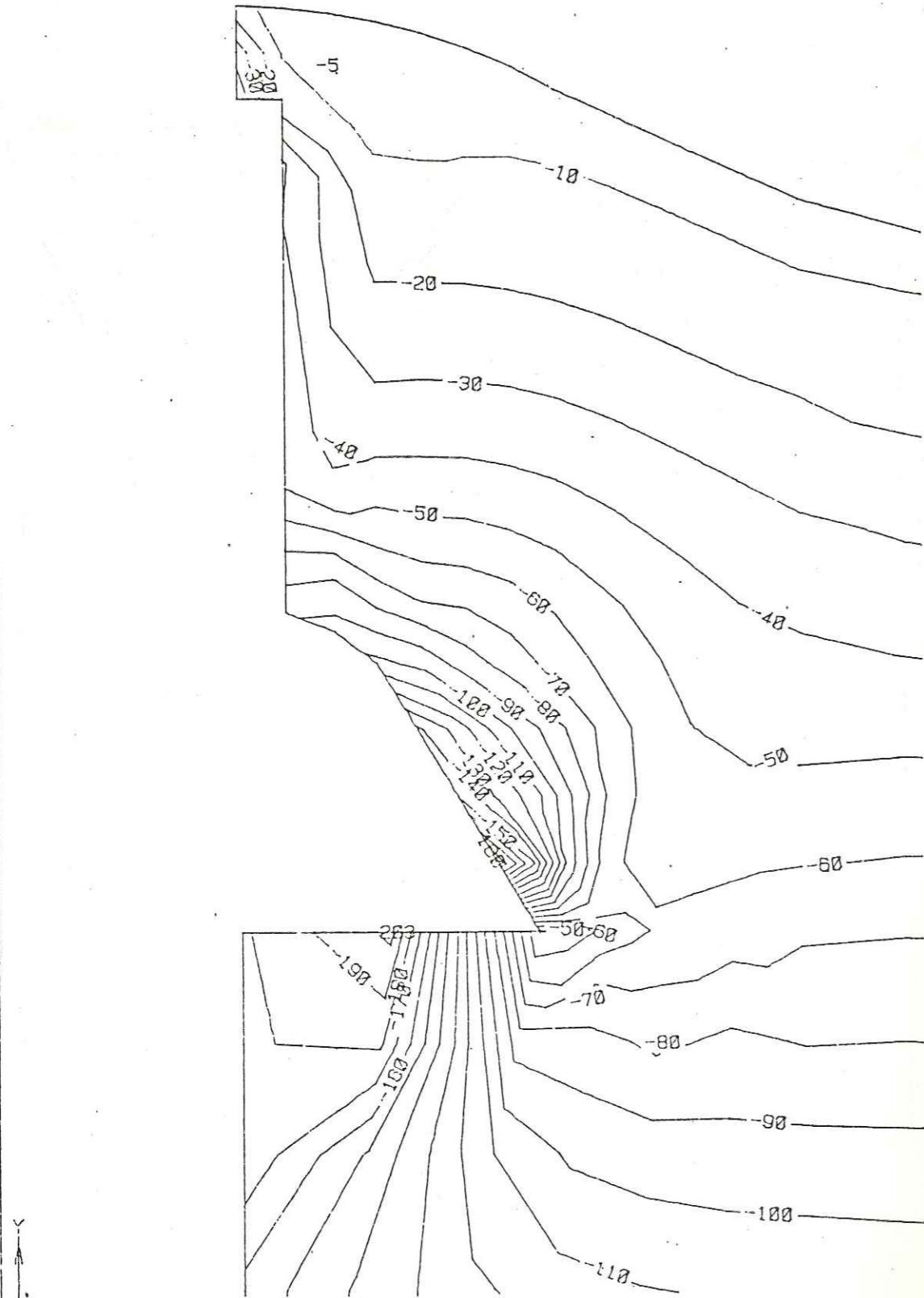
Fig. 44 Trajectoires des contraintes compressives 1 et 2.

10-DEC-88
08:26:20

* VOLCAND : STRESS TRAJECTORIES : PRINC. COMPRESSIVE 1 & 2 : LOAD COMB 2

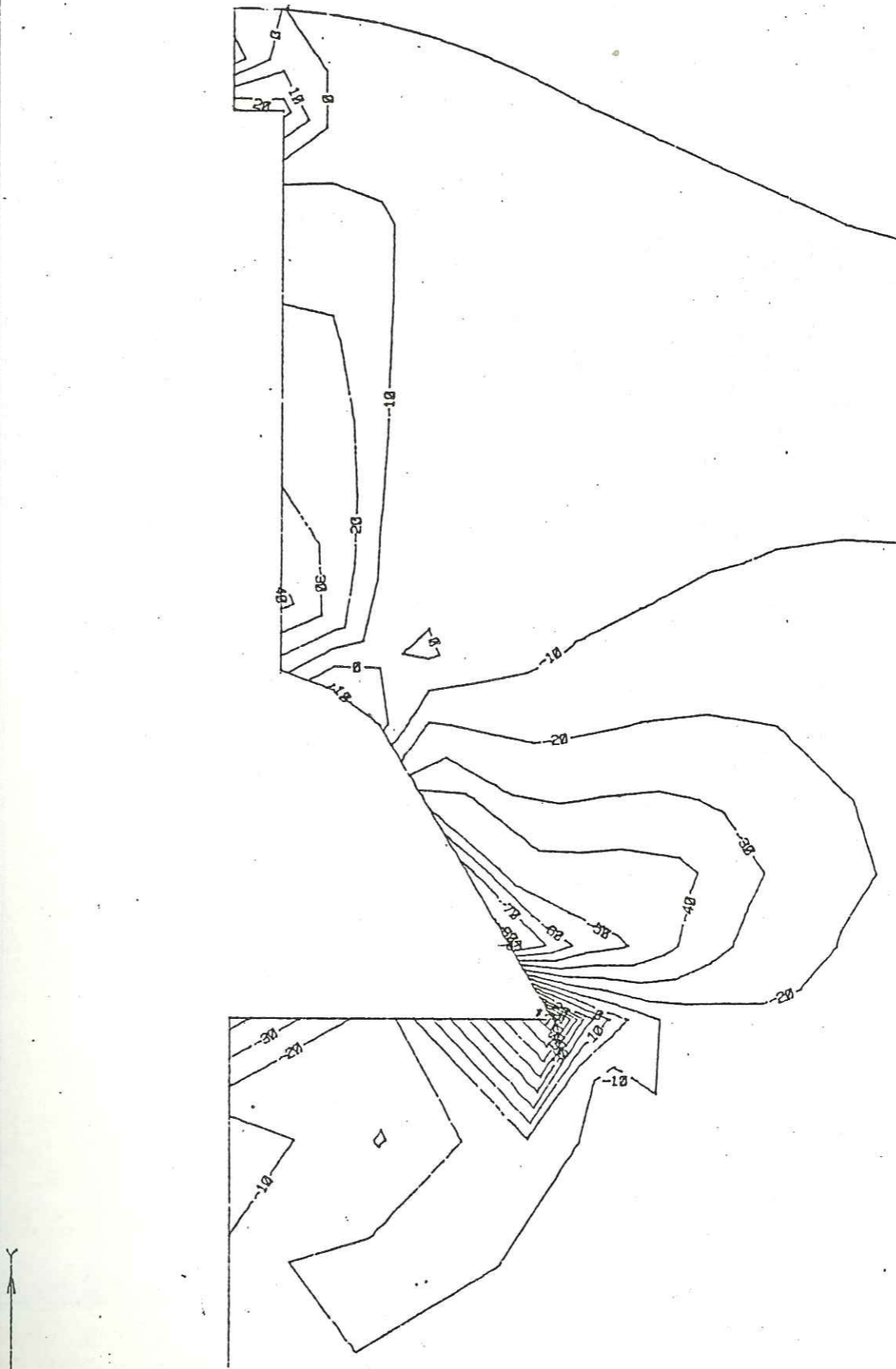


Fig. 46 Contours d'intensité de la contrainte principale 1 (en MPa). Les chiffres négatifs indiquent une compression.



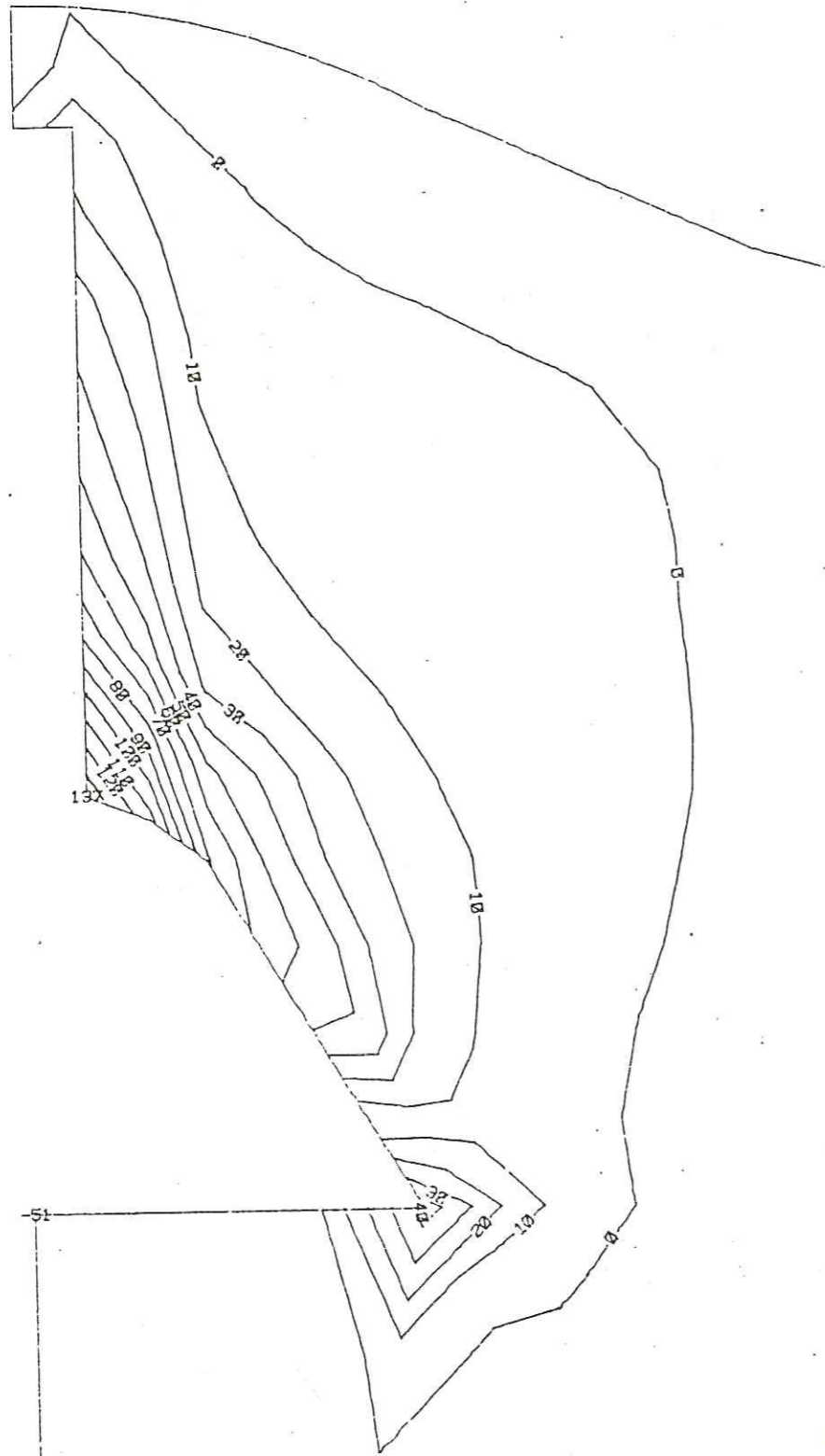
Vert. vector : 0, 1.00, 0 Rotation: 90.0
 X Vantage point: 0.255E+04, 3.64, 0 Tilt : 0.0

Fig. 47 Contours d'intensité de la contrainte principale 2 (MPa). Les chiffres positifs indiquent une extension et les chiffres négatifs une compression.



Vert. vector : 0, 1.00, 0 Rotation: 90.0
 X Vantage point: 0.255E+04, 3.64, 0 Tilt : 0.0

Fig. 48 Contours d'intensité de la contrainte tangentielle 3 (MPa). Les chiffres négatifs indiquent une extension.



Vent. vector : 0. 1. 00, 0 Rotation: 90. 0
 Vantage point: 0. 255E+04, 3. 64, 0 Tilt : 0. 0

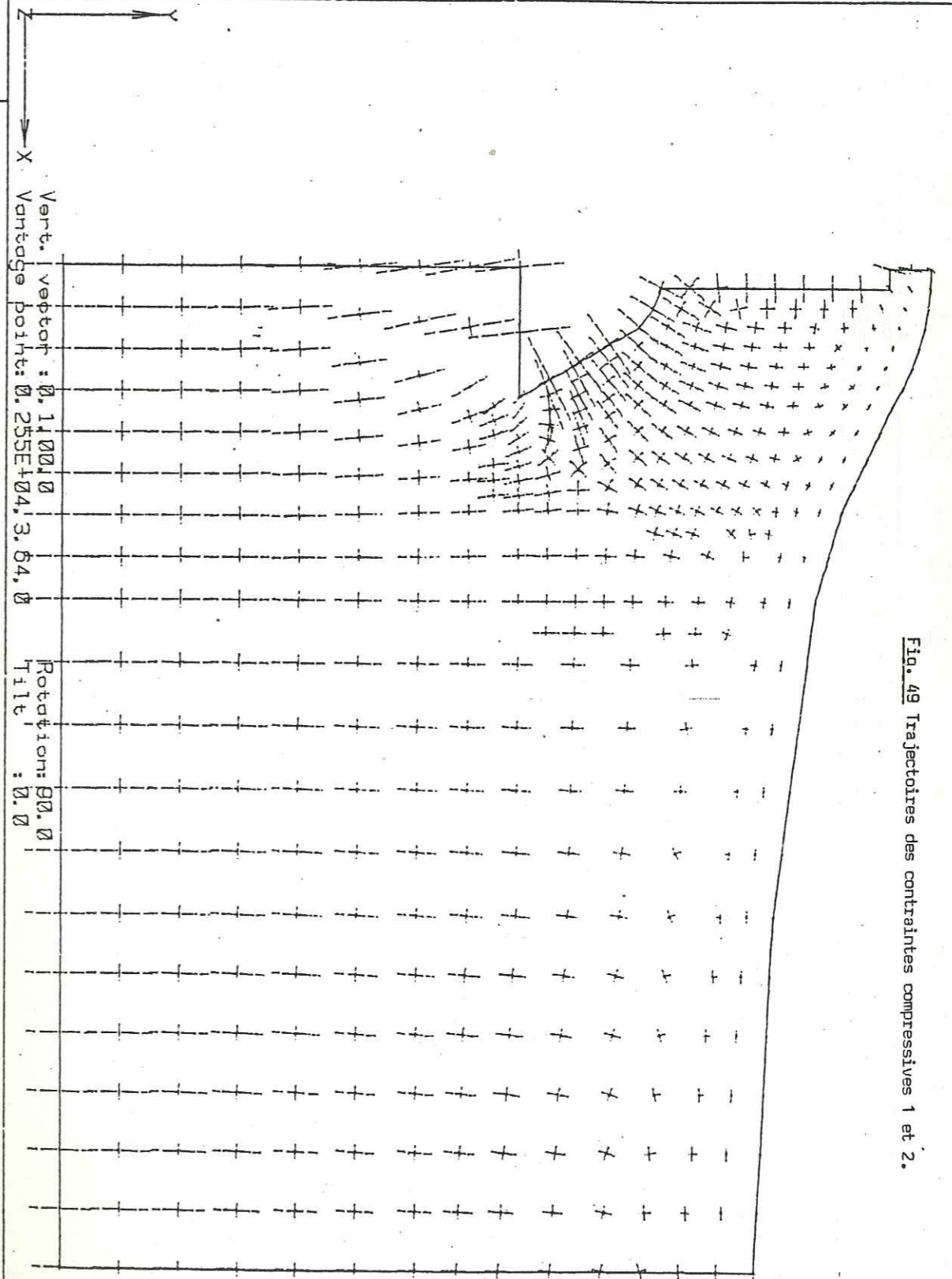
22-SEP-86
 06: 49: 17

VOLCANO * STRESS CONTOURS : MPa (TENSION) * LOAD COMB 2



10-DEC-86
 06: 29: 08

* VOLCANO : STRESS TRAJECTORIES : PRINC. COMPRESSIVE 1 & 2 : LOAD COMB 4



Vert. vector : 0. 1100, 0
 Vantage point: 0. 255E+04, 3. 64, 0

Rotation: 90. 0
 Tilt : 0. 0

Fig. 49 Trajectoires des contraintes compressives 1 et 2.

9-DEC-88
12:30:48

* VOLCANO : STRESS TRAJECTORIES : PRINC. TENSILE 1 & 2 : LOAD COMB 4 *

Vert. vector : 0.1.00.0
Vantage point: 0.255E+04, 3.64.0
Rotation: 90.0
Tilt : 0.0

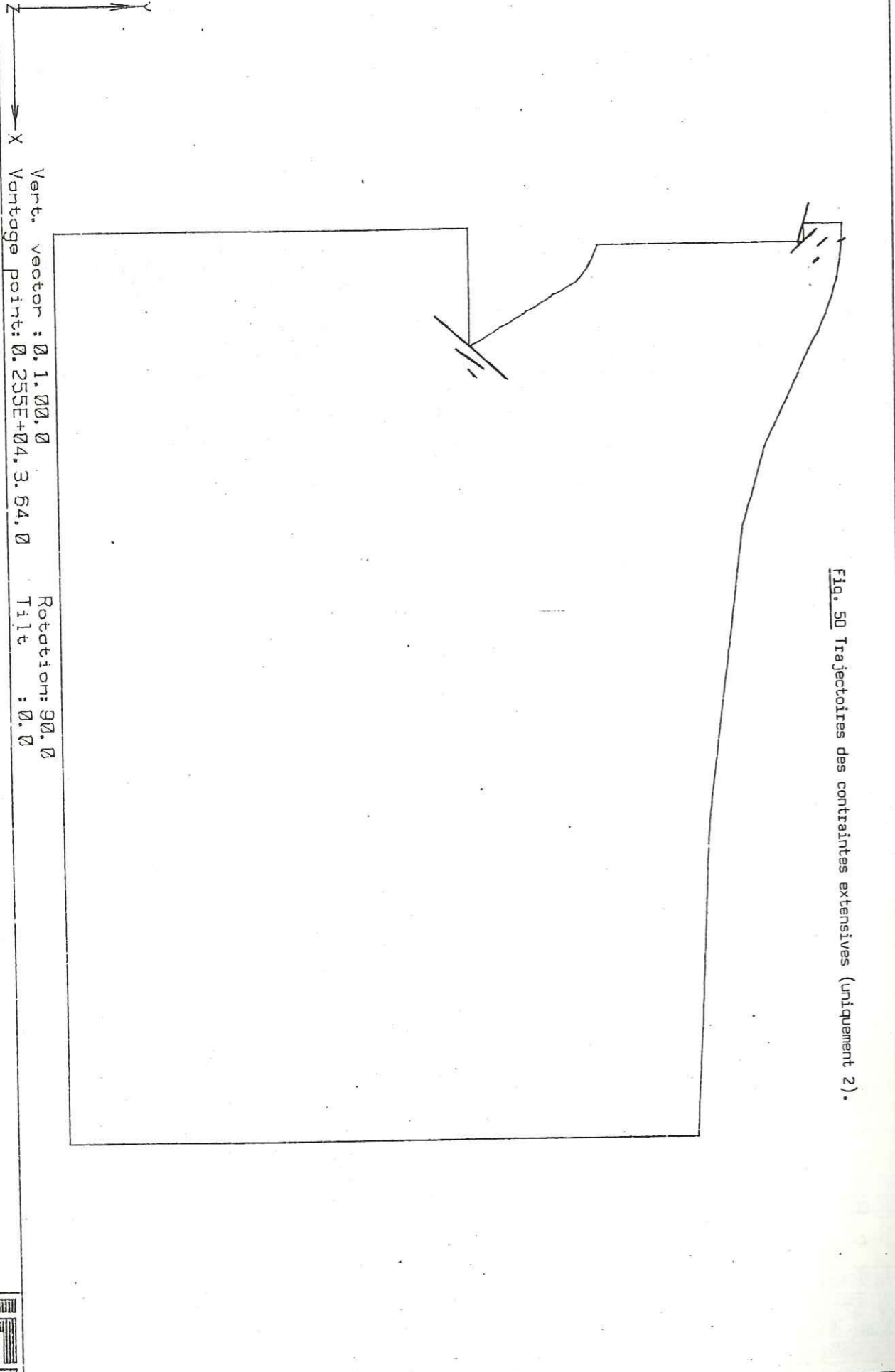
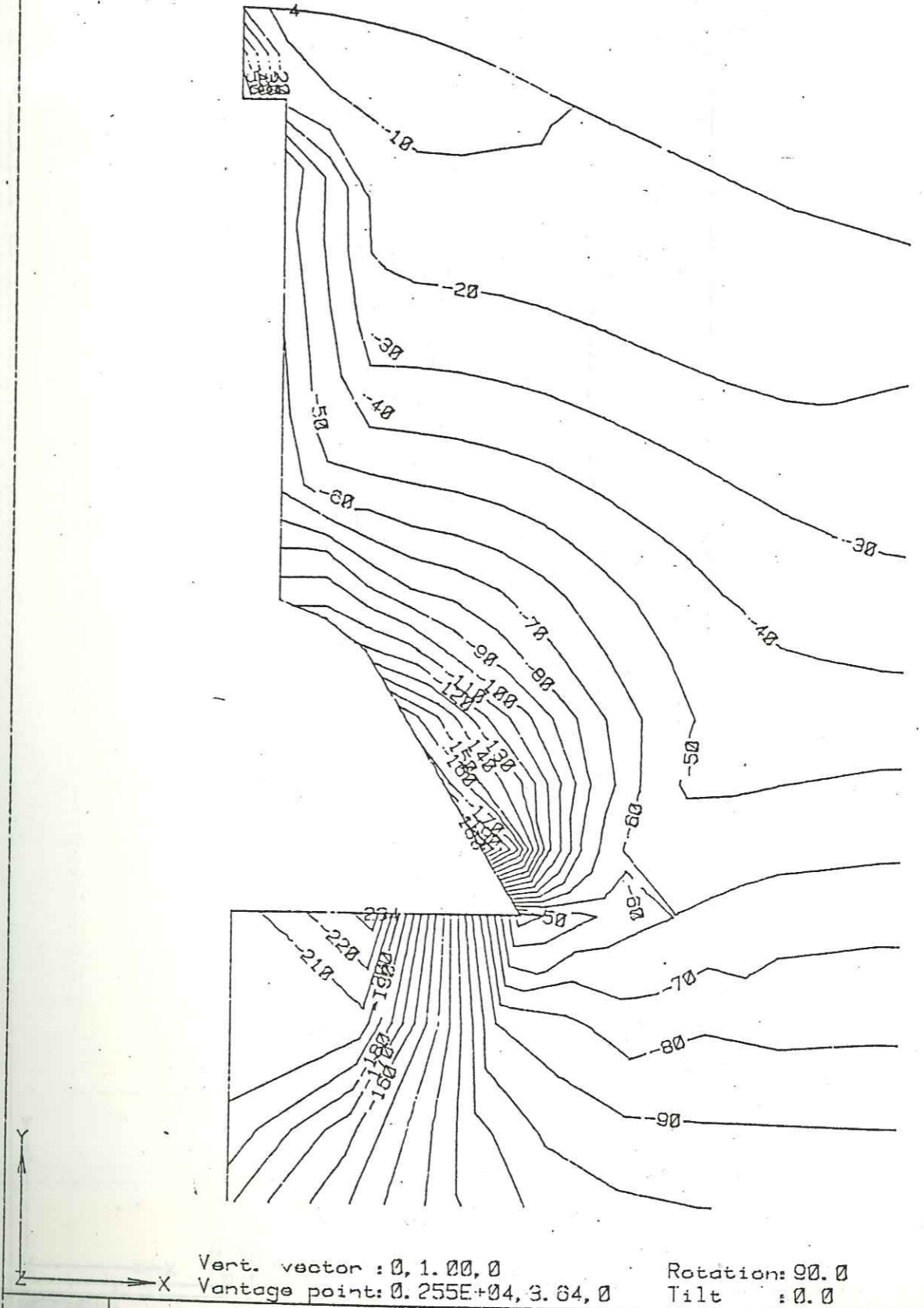


Fig. 50 Trajectoires des contraintes extensives (uniquement 2).



Fig. 51 Contours d'intensité de contrainte principale 1 (MPa). Les chiffres négatifs indiquent une compression.



Vert. vector : 0.1.00.0
Vantage point: 0.255E+04, 3.64.0
Rotation: 90.0
Tilt : 0.0

19-SEP-88
08:42:09

* VOLCANO * STRESS CONTOURS : MPa (COMPRESSIVE) * LOAD COMB 4 *

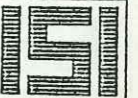
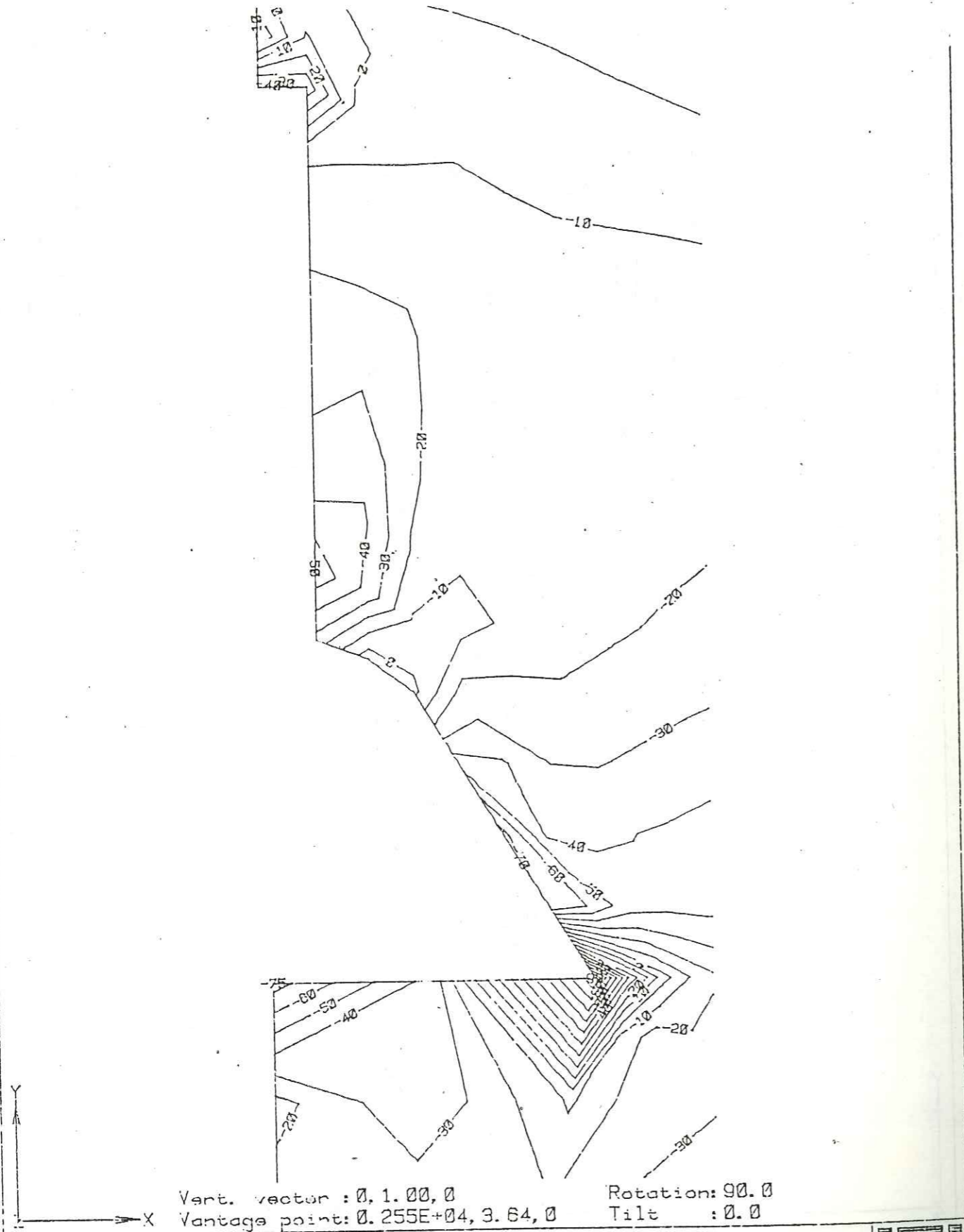


Fig. 52 Contours d'intensité de la contrainte principale 2 (MPa). Les chiffres négatifs indiquent une compression et les chiffres positifs une extension.



Vent. vector : 0, 1.00, 0
 Vantage point: 0.255E+04, 3.64, 0
 Rotation: 90.0
 Tilt : 0.0

1 OCT-86
 15:00:02

* VOLCANO *

STRESS CONTOURS : MPa * LOAD COMB 4 *

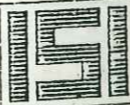
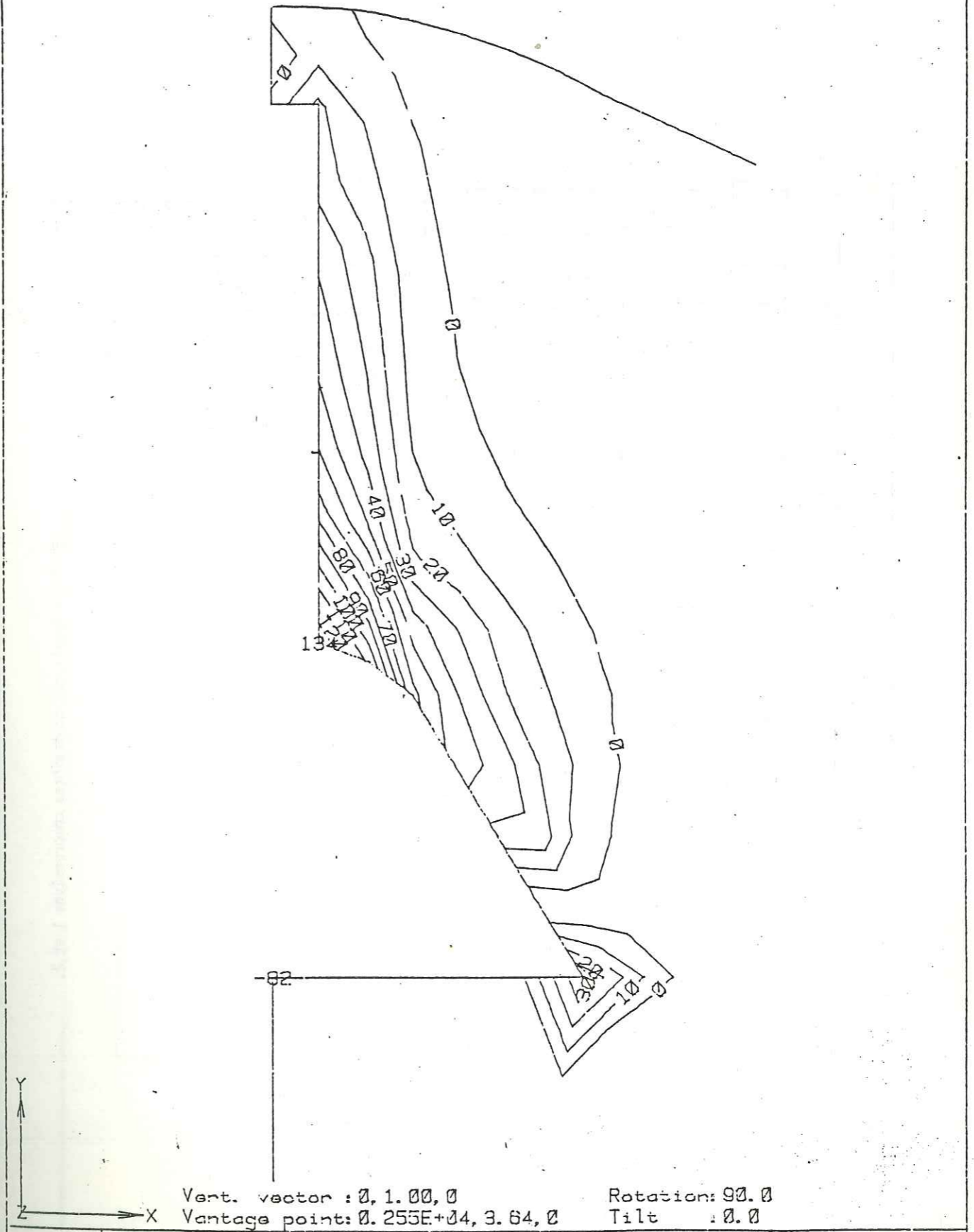


Fig. 53 Contours d'intensité de la contrainte tangentielle 3 (MPa). Les chiffres positifs indiquent une extension.



Vent. vector : 0, 1.00, 0
 Vantage point: 0.255E+04, 3.64, 0
 Rotation: 90.0
 Tilt : 0.0

19-SEP-86
 08:47:20

* VOLCANO * STRESS CONTOURS : MPa (TENSILE) * LOAD COMB 4 *



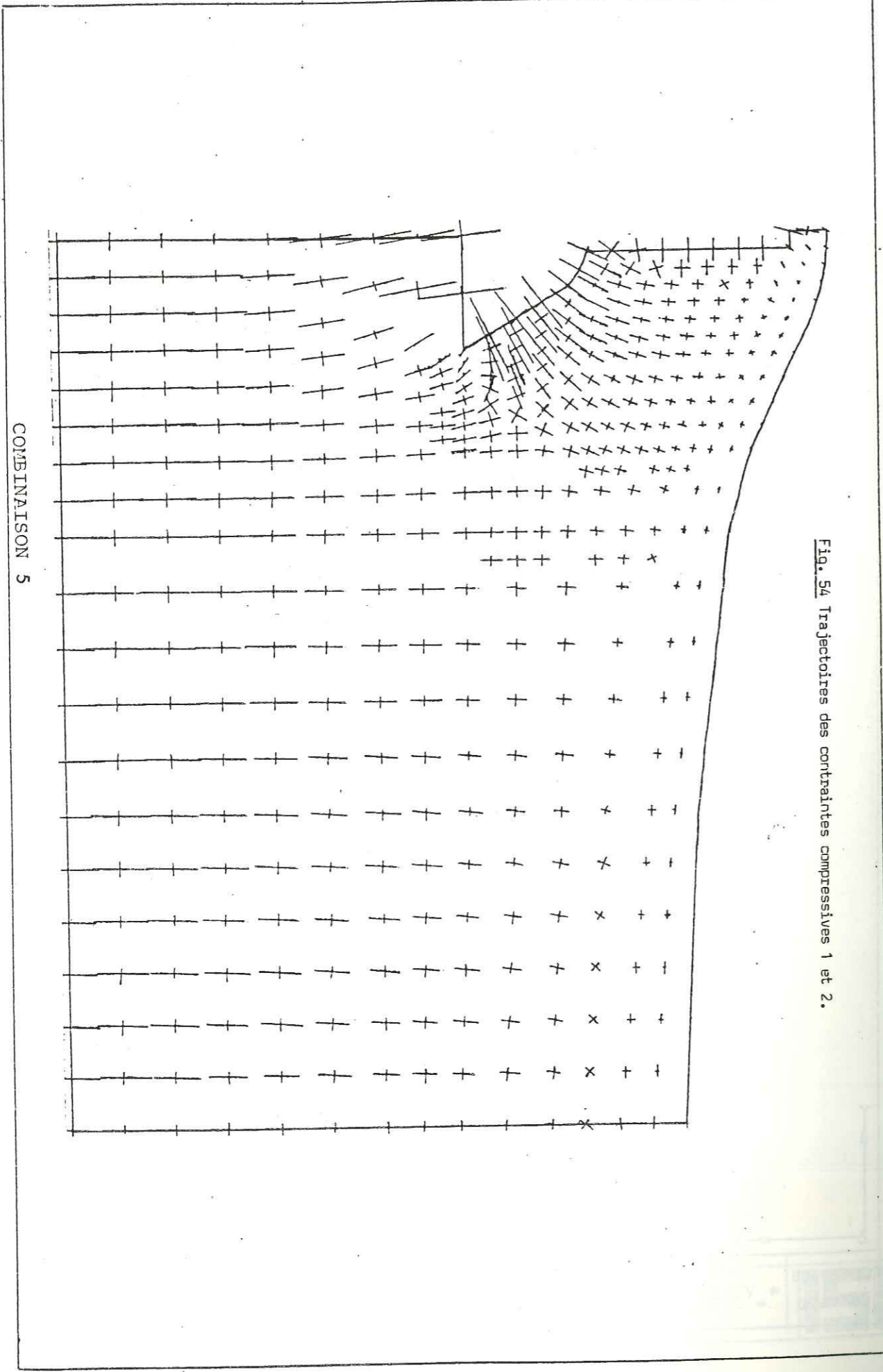


Fig. 54 Trajectoires des contraintes compressives 1 et 2.

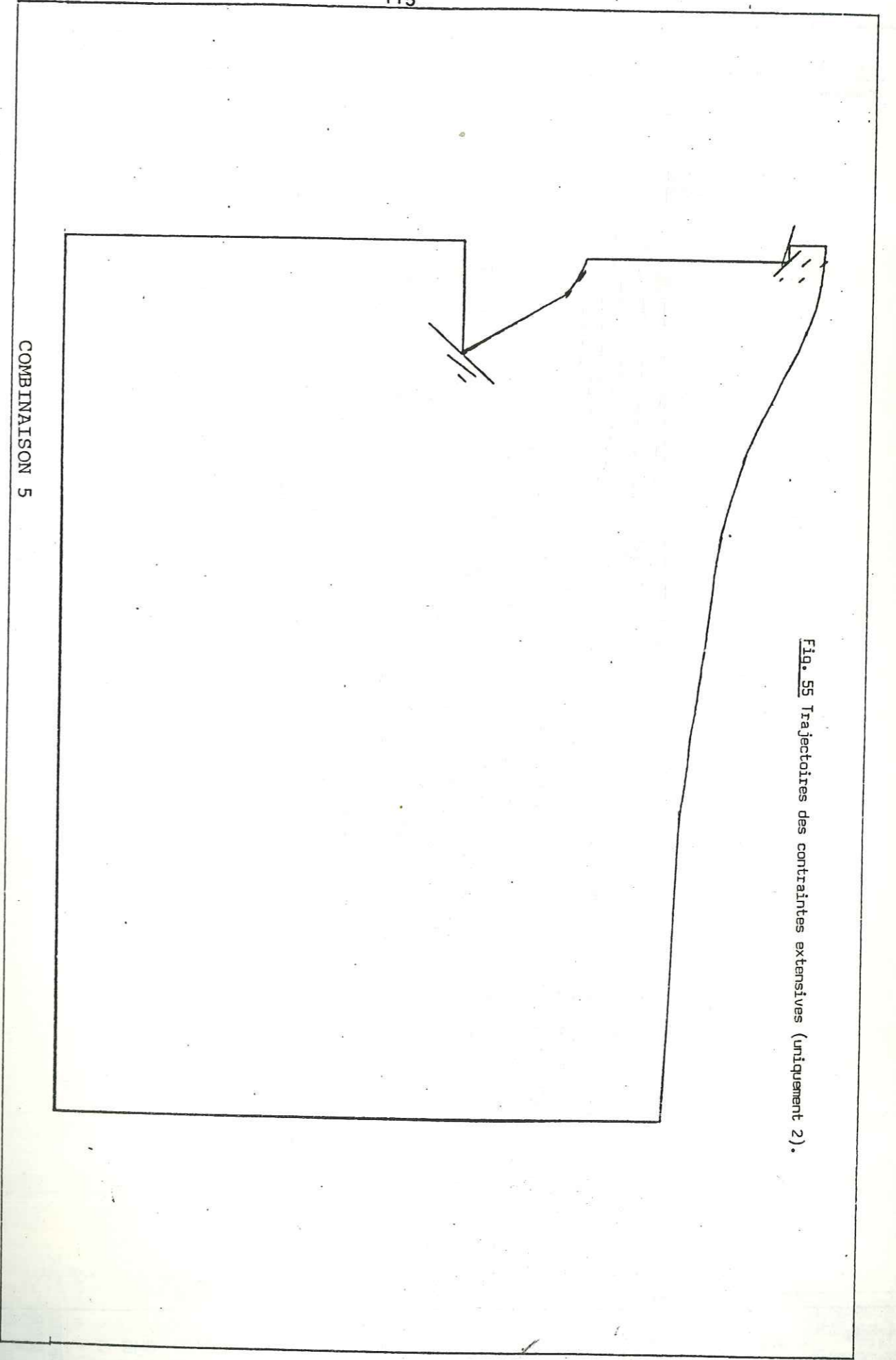
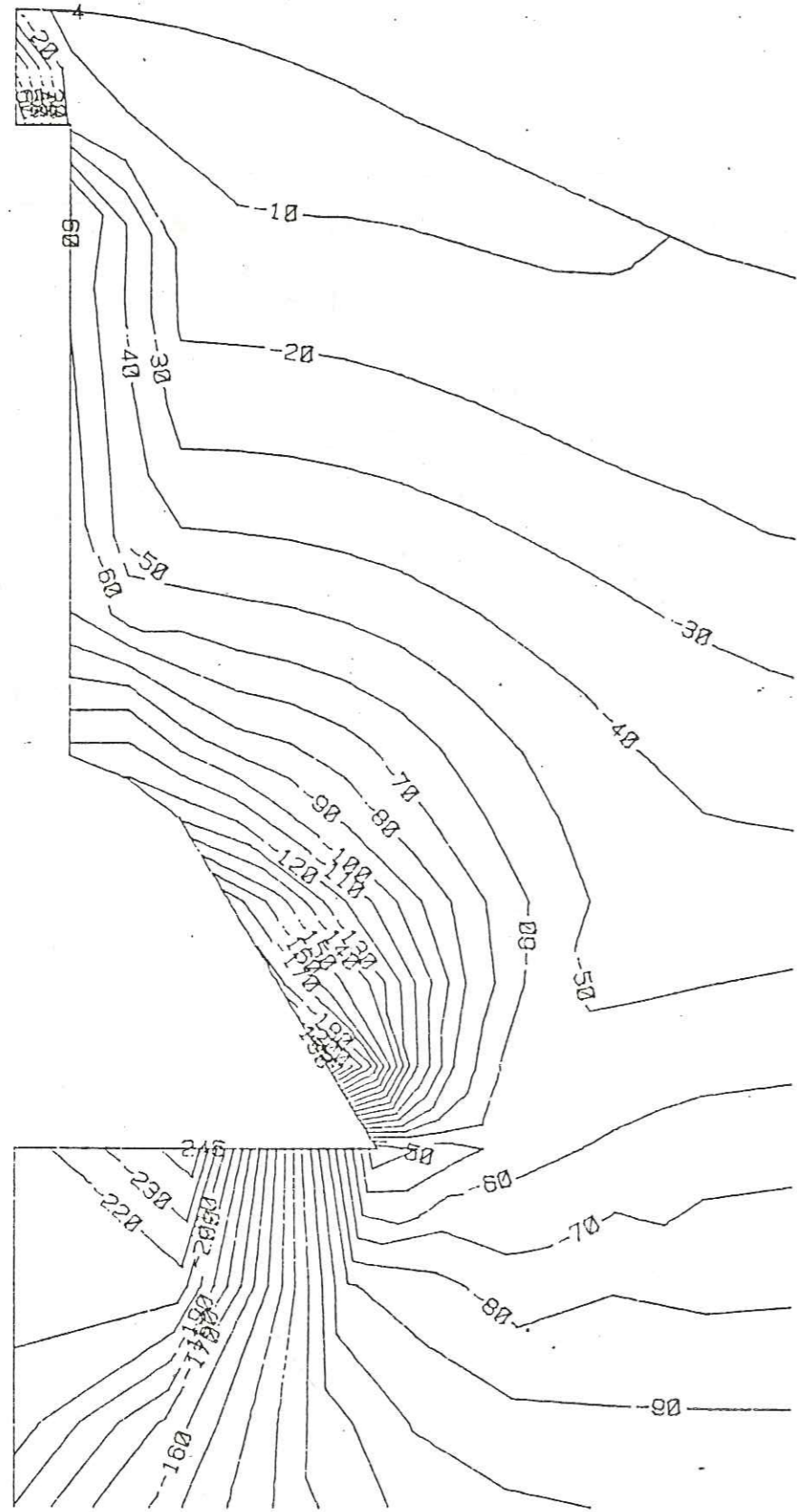


Fig. 55 Trajectoires des contraintes extensives (uniquement 2).

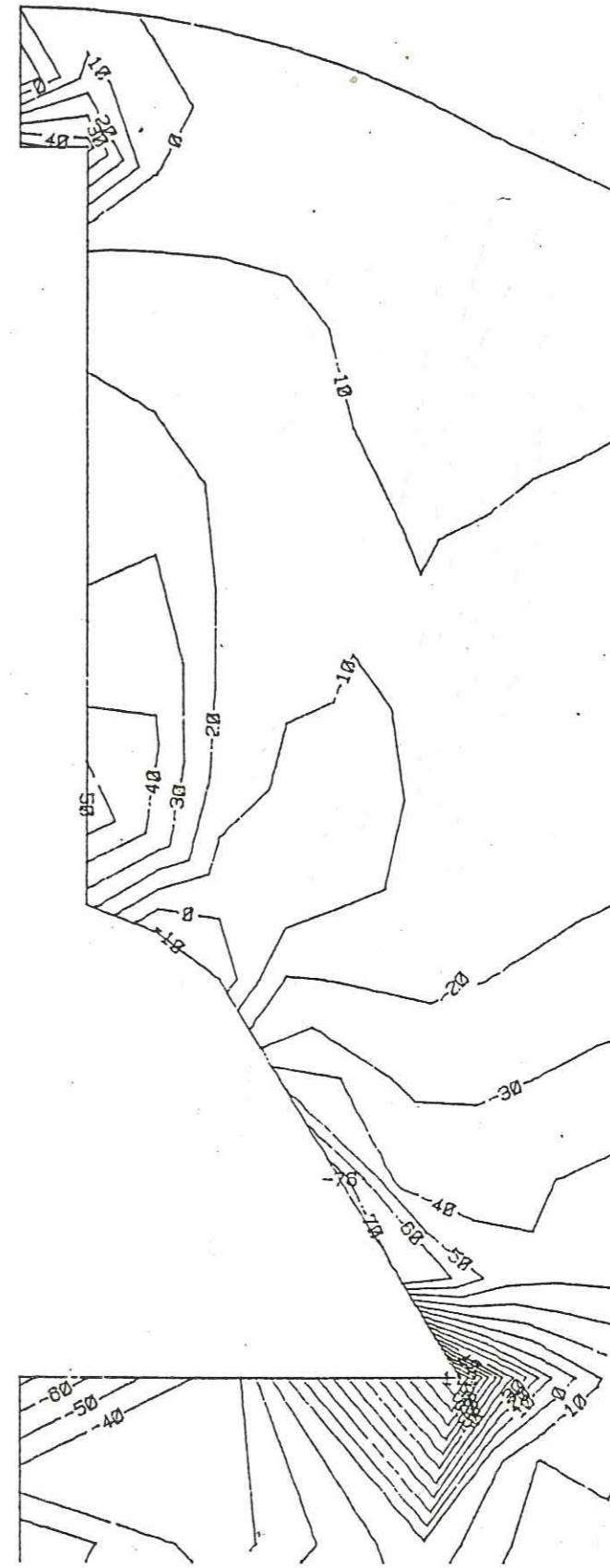
COMBINAISON 5

Fig. 56 Contours d'intensité de la contrainte principale 1 (MPa). Les chiffres négatifs indiquent une compression.



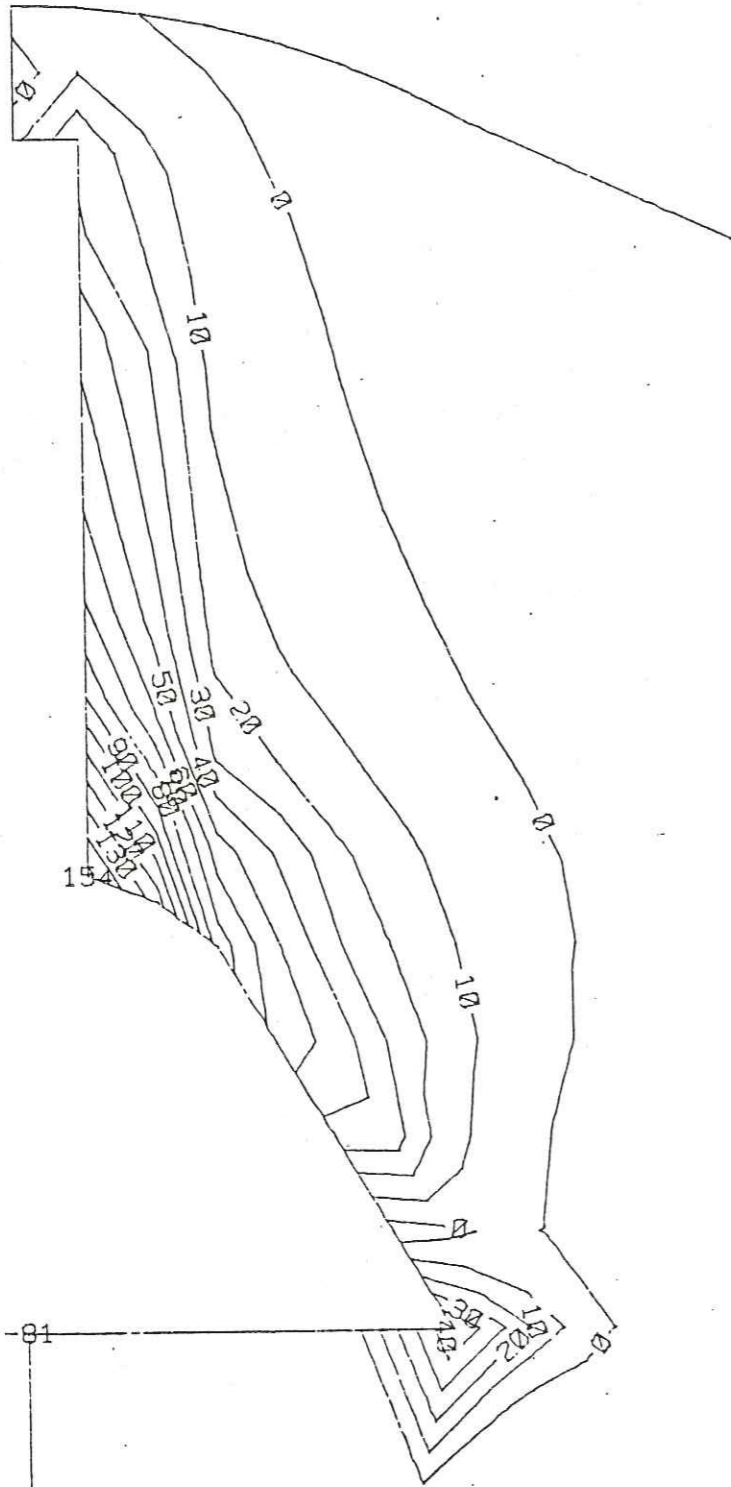
Vert. vector : 0, 1.00, 0 Rotation: 90.0
 Vantage point: 0.255E+04, 3.64, 0 Tilt : 0.0

Fig. 57 Contours d'intensité de la contrainte principale 2 (MPa). Les chiffres négatifs indiquent une compression et les chiffres positifs une extension.



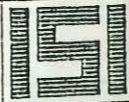
Vert. vector : 0, 1.00, 0 Rotation: 90.0
 Vantage point: 0.255E+04, 3.64, 0 Tilt : 0.0

Fig. 58 Contours d'intensité de la contrainte tangentielle 3 (MPa). Les chiffres positifs indiquent une extension.



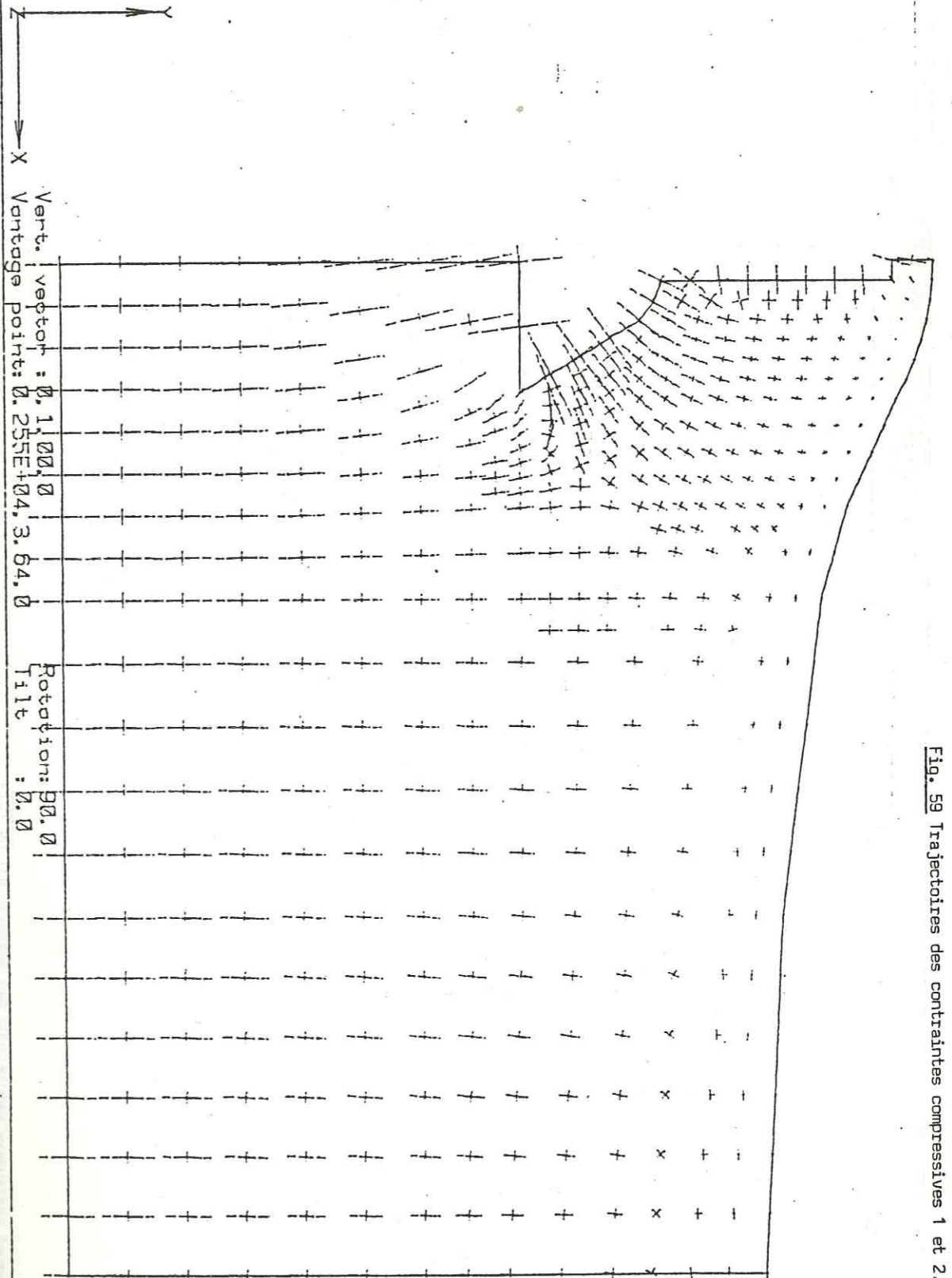
Vert. vector : 0, 1.00, 0
 Vantage point: 0.255E+04, 3.84, 0
 Rotation: 90.0
 Tilt : 0.0

19-SEP-86 * VOLCANO * STRESS CONTOURS : MPa (TENSILE) * LOAD COMB 5 *
 09: 06: 16



10-DEC-86
 09: 30: 06

* VOLCANO : STRESS TRAJECTORIES : PRINC. COMPRESSIVE 1 & 2 : LOAD COMB 6



Vert. vector : 0, 1.00, 0
 Vantage point: 0.255E+04, 3.84, 0

Rotation: 90.0
 Tilt : 0.0

Fig. 59 Trajectoires des contraintes compressives 1 et 2.



9-DEC-86
12:38:24

* VOLCANO * STRESS TRAJECTORIES : PRINC. TENSILE 1 & 2 * LOAD COMB 6 *

Vert. vector : 0, 1, 00, 0
Vantage point: 0, 255E+04, 3, 64, 0
Rotation: 90, 0
Tilt : 0, 0

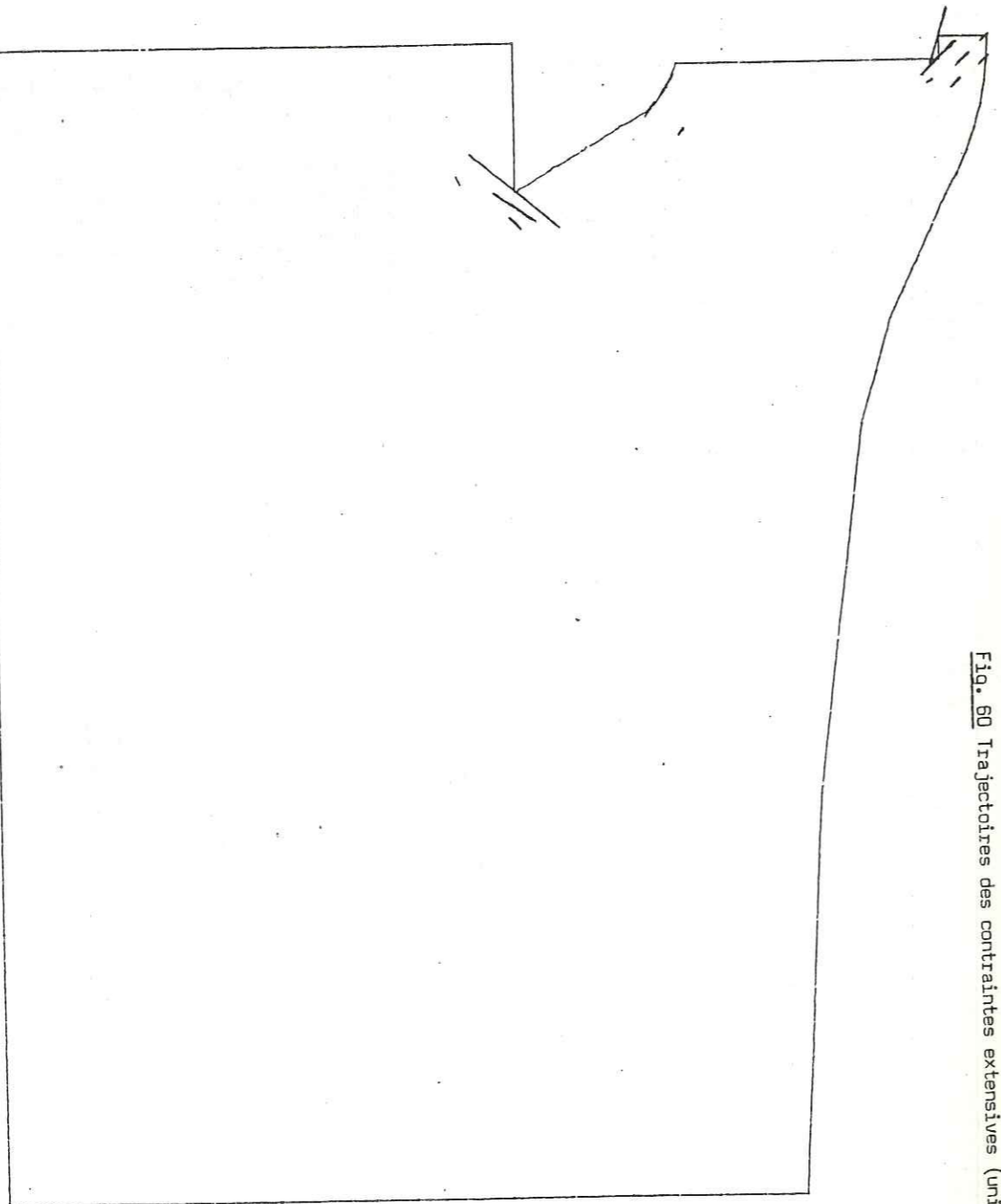
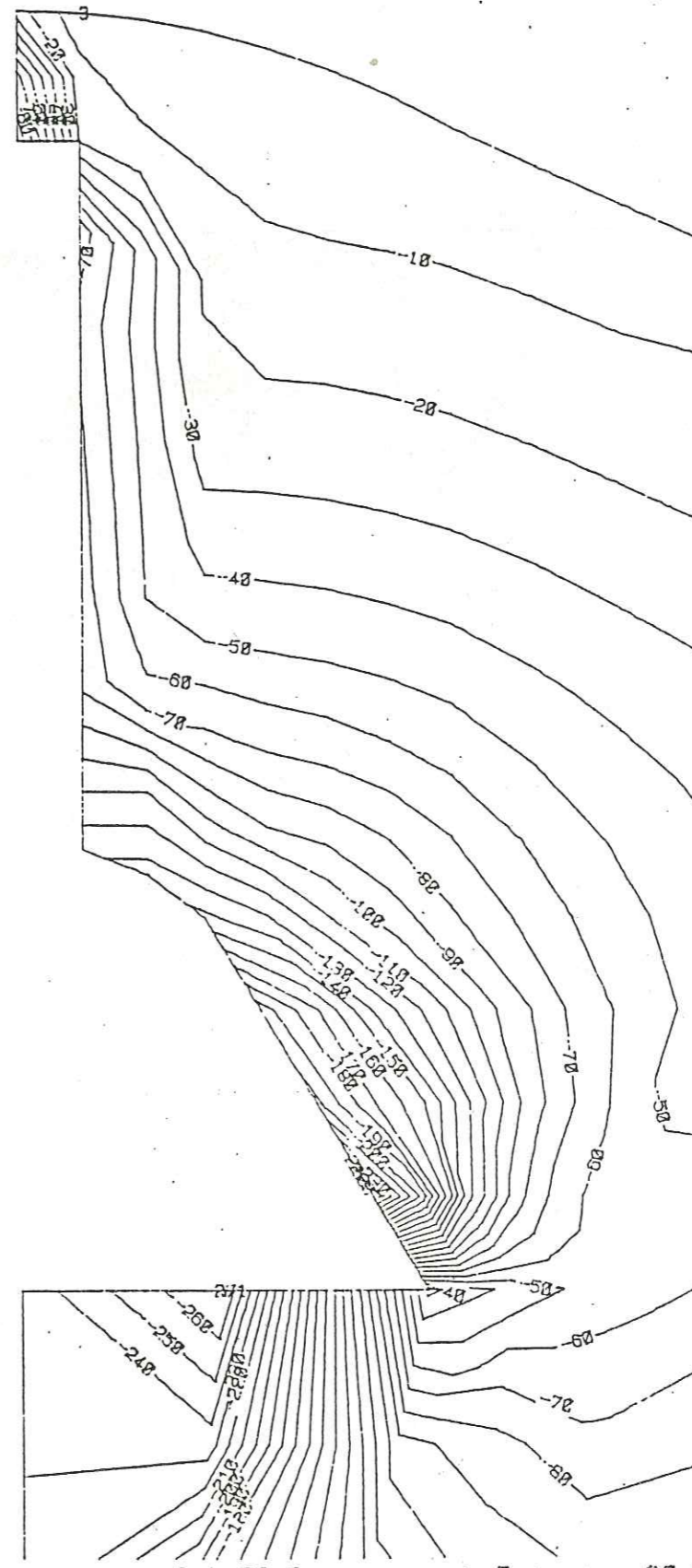


Fig. 60 Trajectoires des contraintes extensives (uniquement 2).

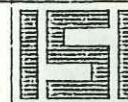
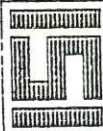
Fig. 61 Contours d'intensité de la contrainte principale 1 (MPa). Les chiffres négatifs indiquent une compression.



Vert. vector : 0, 1, 00, 0
Vantage point: 0, 255E+04, 3, 64, 0
Rotation: 90, 0
Tilt : 0, 0

13-SEP-86
09:21:22

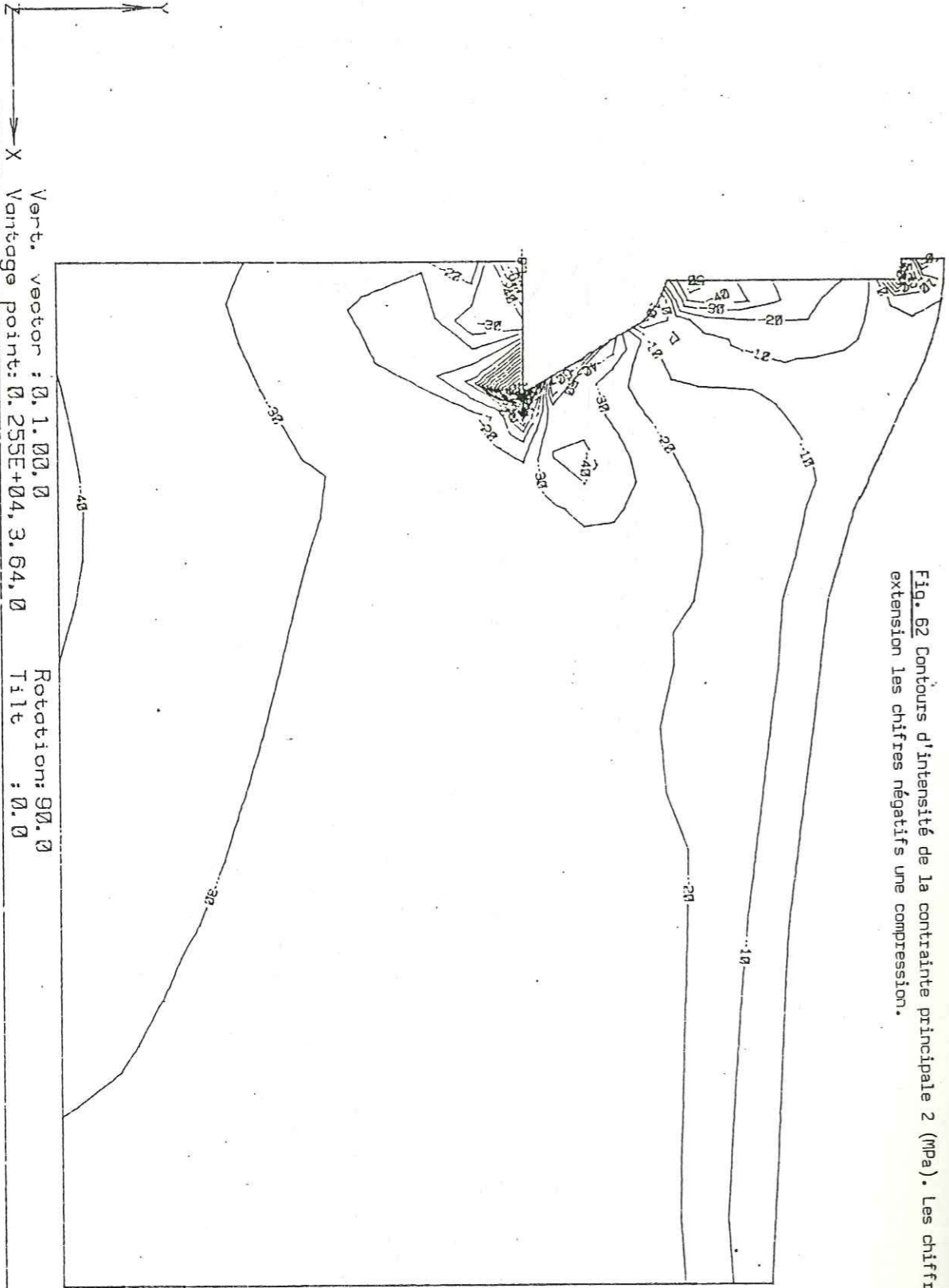
* VOLCANO * STRESS CONTOURS : MPa (COMPRESSIVE) * LOAD COMB 6 *



1-OCT-96
15:12:00

* VOLCAND *

STRESS CONTOURS : MPa * LOAD COMB 6 *

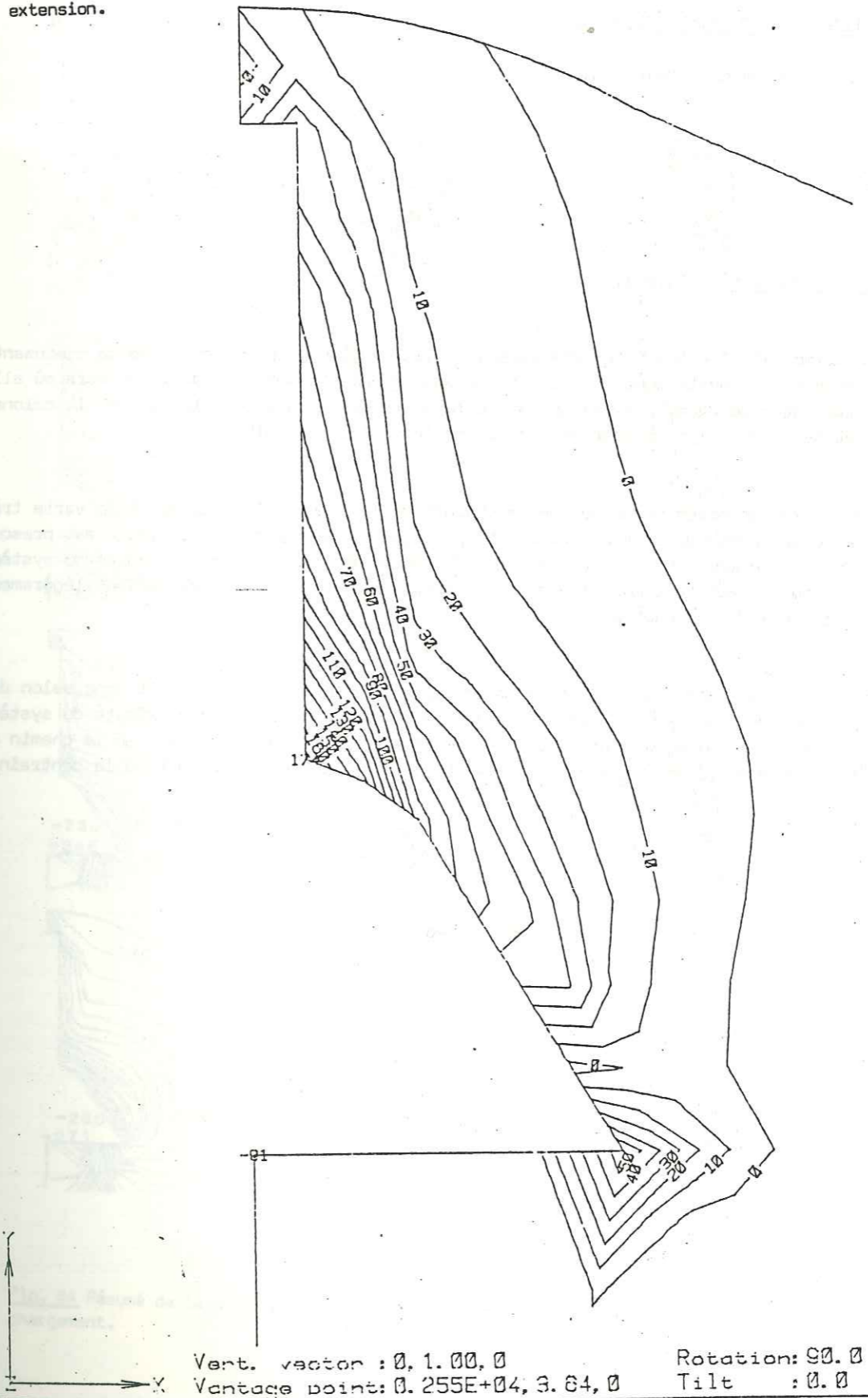


Vert. vector : 0.1.00.0
 Vantage point: 0.255E+04, 3.64, 0
 Rotation: 90.0
 Tilt : 0.0

Fig. 62 Contours d'intensité de la contrainte principale 2 (MPa). Les chiffres positifs indiquent une extension les chiffres négatifs une compression.



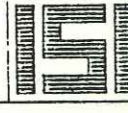
Fig. 63 Contours d'intensité de la contrainte tangentielle 3 (MPa). Les chiffres positifs indiquent une extension.



Vert. vector : 0.1.00.0
 Vantage point: 0.255E+04, 3.64, 0
 Rotation: 90.0
 Tilt : 0.0

18-SEP-96
09:24:44

* VOLCAND * STRESS CONTOURS : MPa (TENSILE) * LOAD COMB 6 *



3) RESUME DES RESULTATS DU MODELE DE BASE

(publié dans Chevallier et Verwoerd, 1987, annexe 1)

a. Distribution et intensité (fig.64).

La contrainte principale 1 est partout compressive. Elle résulte principalement de la composante verticale de la pression lithostatique. Elle est surtout concentrée aux murs de la chambre où elle augmente en intensité avec le chemin de chargement. Elle ne varie pas beaucoup le long de la colonne (avec la profondeur et avec le chemin de chargement) où son intensité est faible.

La contrainte 2 est compressive au mur de la chambre et le long de la colonne. Elle varie très peu en intensité avec le chemin de chargement. Le champ formé par les contraintes 1 et 2 est presque isotrope le long de la colonne. La contrainte 2 est fortement extensive dans les angles du système magmatique. Au toit et au contact toit-mur elle est légèrement extensive à nulle et devient légèrement compressive à courte distance de la chambre.

La contrainte 3 est tangentielle au système magmatique et horizontale; elle agit donc selon des perpendiculaires au plan de la section étudiée. Elle est partout extensive à proximité du système magmatique. Ses contours se parallélisent à la colonne et son intensité augmente avec le chemin de chargement à la base de cette dernière. Elle s'annule au mur de la chambre à l'endroit où la contrainte 1 a son maximum.

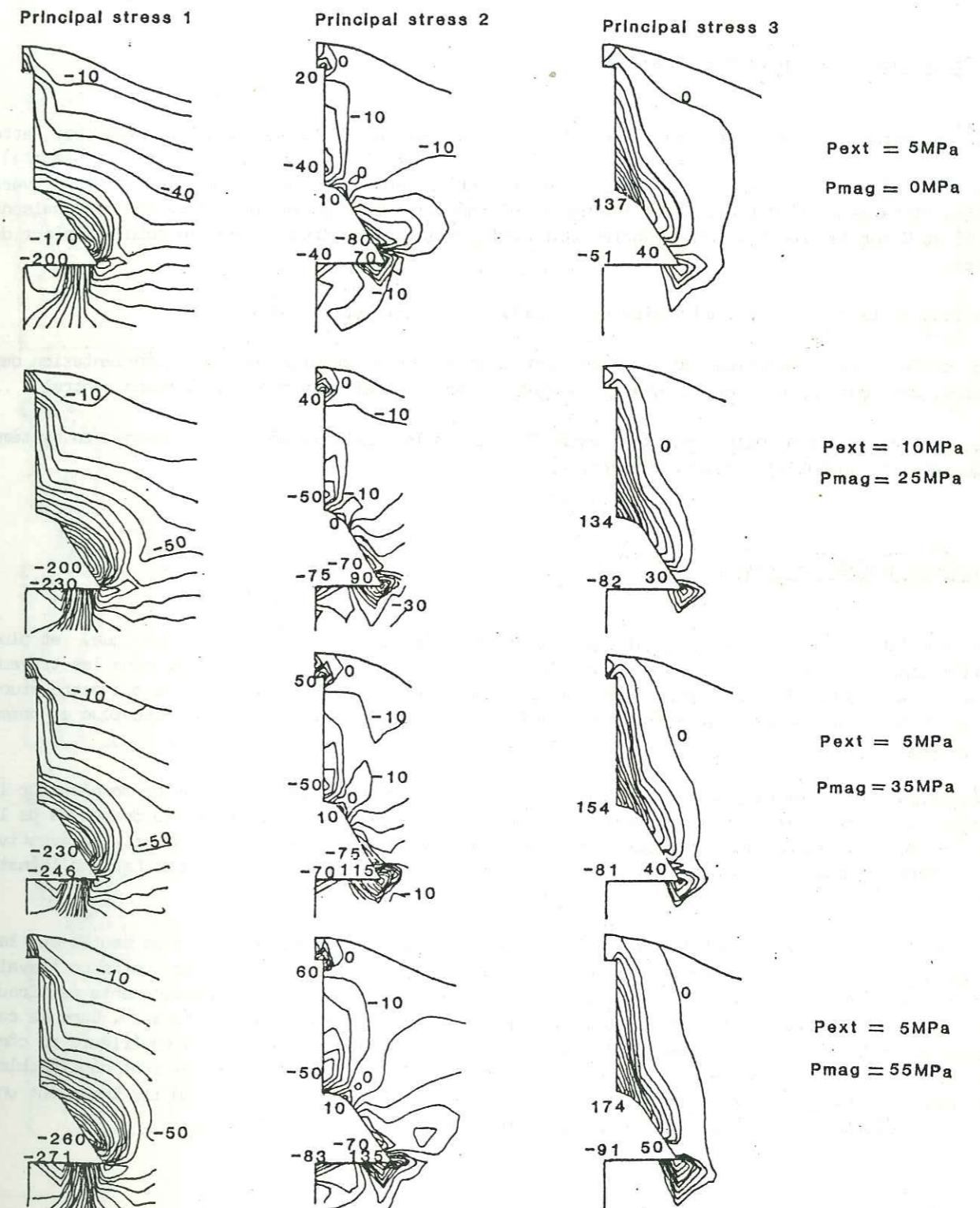


Fig. 64 Résumé de la distribution et de l'intensité des contraintes pour les différentes étapes de chargement.

b. Trajectoire des contraintes (fig.65).

La trajectoire de la contrainte 1 est principalement guidée par la pression lithostatique. Cette trajectoire est très affectée par la contrainte déviatrice (pression magmatique - pression régionale). Quand ce champ déviateur augmente, les contraintes concentrées au mur de la chambre se réorientent vers les parties distales de l'édifice. Cette influence est spécialement bien marquée entre les combinaisons 2 et 4 (B et C sur la fig.65). Cette réorientation est aussi très importante dans le coin inférieur de la chambre.

Le long de la colonne la trajectoire de la contrainte 1 est horizontale.

En surface la diminution de la pression lithostatique résulte en une réorientation des trajectoires des contraintes 1 et 2, rotation accentuée par un effet de pente dans le cône central.

La contrainte principale 2 est très extensive aux angles aigus formés par le contour du système magmatique et est tangentielle à ces derniers.

c. Champs des déplacements

La simulation du champ des déplacements à l'intérieur d'un édifice volcanique, et plus particulièrement en surface, est certainement très importante et a été largement utilisée dans les travaux antérieurs comme nous l'avons signalé en introduction de ce mémoire. Nous rappelons que notre étude n'est pas axée sur ce genre de problème mais plutôt sur les correspondances entre tectonique et champ de contraintes.

Néanmoins, nous sommes également en possession de tels résultats mais manquons de données sur la déformation du sol des volcans étudiés. Seul le Piton de la Fournaise possède un réseau de mesure de la déformation du sol. Les nombreux résultats obtenus durant les six dernières années d'activité éruptive devraient être prochainement synthétisés dans deux mémoires de Thèse d'Etat à Clermont Ferrand (Léna, Bachélery).

Il nous apparaît donc inutile, pour l'instant, de publier ces données numériques brutes sur les champs de déplacements, données qui sont disponibles auprès de l'auteur. Par contre un travail synthétique est proposé sur les fig. 108b et c qui résument les différences de déplacements verticaux et horizontaux en surface, entre les modèles isotrope ou "froid" et anisotrope ou "chaud". Dans le cas du modèle isotrope un soulèvement important (jusqu'à 1,20m) est noté sur les flancs supérieurs du cône central alors qu'il s'amenuise sur les pentes basses. Les déplacements horizontaux sont négligeables sur le cône central mais significatifs sur les flancs latéraux du massif où ils indiquent une contraction résultant de l'application de la contrainte régionale.

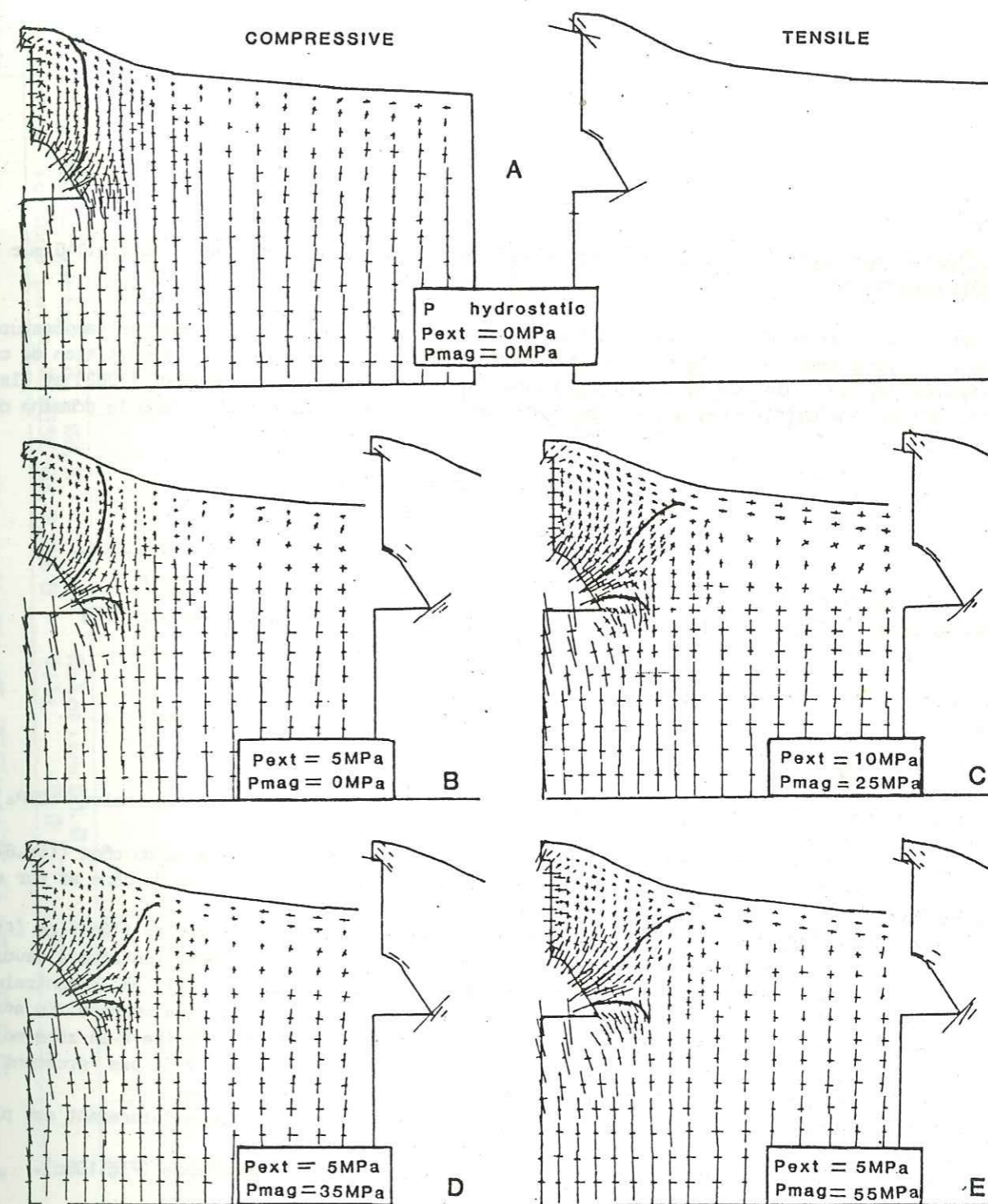


Fig. 65 Résumé des trajectoires des contraintes 1 et 2 pour les différentes étapes de chargement.

4) INFLUENCE DE LA TEMPERATURE

a. Le chargement thermique

Nous avons reconstitué les isothermes de notre modèle de champ thermique de la fig.34G sur le modèle numérique (fig.66).

A partir du tableau des propriétés physiques mécaniques des basaltes pour quatre températures spécifiques, le programme ordinateur a généré une courbe de régression pour la répartition de ces caractéristiques en tout point du maillage. Ces données ont été tirées de CRC Handbook (1982) et Clark Jr. (1966). Elles sont différentes des données récemment publiées par Ryan (1987) dans le domaine des températures élevées

	800°C	600°C	300°C	100°C
-Coefficient d'expansion α	$7,5 \cdot 10^{-6}$	$6,67 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$4 \cdot 10^{-6}$
-Module de rigidité G	1000 MPa	1000 MPa	25 000 MPa	30 000 MPa
-Coefficient de Poisson ν	0,20	0,20	0,24	0,25

b. Résultats des calculs

Combinaison 1I: combinaison 3 (pression litho + pression hydro + pression régionale = 10MPa) + température.

-La trajectoire de la contrainte 1 est fortement réorientée dû à un effet gravitaire du cône (fig.67). Il en résulte une zone d'extension de la contrainte 2 très prononcée à l'intérieur du cône et sur ces pentes basses (fig.68).

-La température a pour effet de diminuer l'intensité des contraintes à l'intérieur de l'édifice (fig. 69, 70, 71). La distribution reste grossièrement la même que dans le cas du modèle isotrope à savoir, la contrainte 1 est compressive au mur, la contrainte 2 est nulle ou extensive au toit et la contrainte 3 est extensive le long de la colonne, néanmoins la géométrie des contours est très changée. En effet une zone d'inversion des valeurs s'observe au passage de la zone chaude conductrice à la zone moins chaude convectrice. Cela pourrait avoir pour effet qu'une fracture ne s'ouvrirait pas forcément au contact du corps magmatique mais plus à l'extérieur dans les parties plus cassantes.

-Tout le massif s'affaisse de plusieurs mètres par rapport au modèle froid. Cet affaissement est plus important au centre (Fig. 108b).

-Il y a contraction importante de 0,60m en surface du cône et de 0,10m sur les flancs (Fig.108c).

Combinaison 2I: combinaison 5 + température.

-L'addition d'une pression magmatique au mur du système magmatique ne change pas grand chose à la trajectoire des contraintes 1. La zone chaude créant une sorte de tampon (fig.72).

-Par contre l'action extensive de la contrainte 2 est moins concentrée à l'intérieur du cône et s'étend sur les pentes basses de l'édifice (fig.73).

-Le passage de la zone chaude conductrice à la zone moins chaude convectrice est plus marqué dans les contours d'intensité des contraintes (fig.74, 75, 76) avec l'individualisation de cellules nettes dans la zone moins chaude.

-Affaissement du cône et gonflement des flancs par rapport à la combinaison précédente (Fig.108b).

-Diminution de la contraction horizontale du cône et extension des flancs (Fig.108c).

Combinaison 3I: combinaison 6 + température.

-Peu de changements par rapport à la combinaison 2I si ce n'est une augmentation de l'intensité des contraintes autour de la chambre et l'individualisation encore plus nette de cellules d'inversion (Fig.77 à 81).

-Mêmes déplacements en surface.

13-SEP-88
12:49:09

* VOLCANO * INPUT TEMPERATURES *

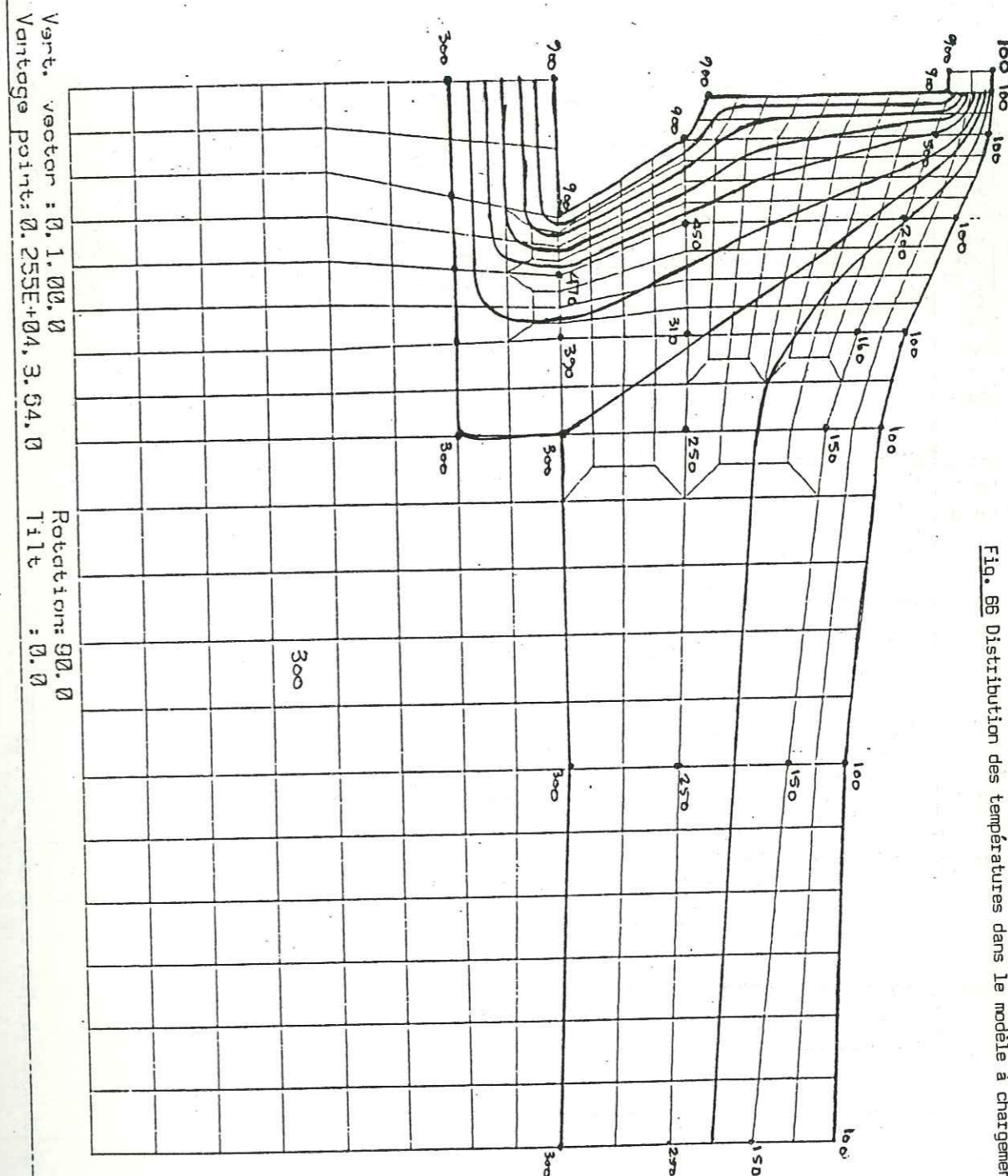


Fig. 66 Distribution des températures dans le modèle à chargement thermique.

9-DEC-86
16:11:02

Vert. vector : 0.1.00, 0
Vantage point: 0.255E+04, 3.64, 0

Rotation: 90.0
Title : 0.0

VOLCANO : STRESS TRAJECTORIES : PRINC. TENSILE 1 & 2 : LOAD COMB 1TEMP

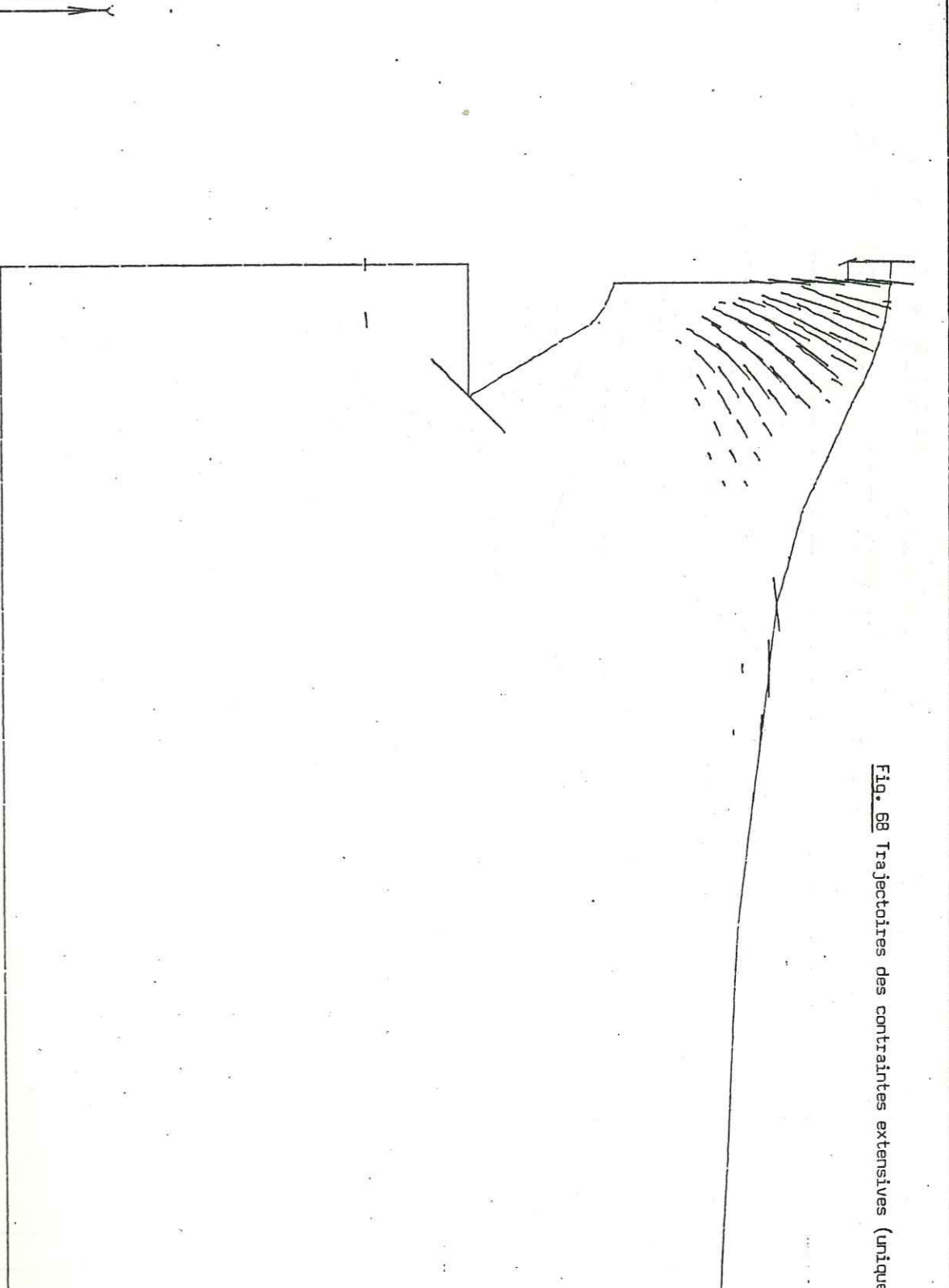
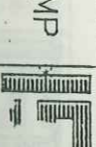


Fig. 68 Trajectoires des contraintes extensives (uniquement 2).

9-DEC-86
16:11:02

Vert. vector : 0.1.00, 0
Vantage point: 0.255E+04, 3.64, 0

Rotation: 90.0
Title : 0.0

VOLCANO : STRESS TRAJECTORIES : PRINC. COMPRESSIVE 1 & 2 : LOAD COMB 1TEMP *

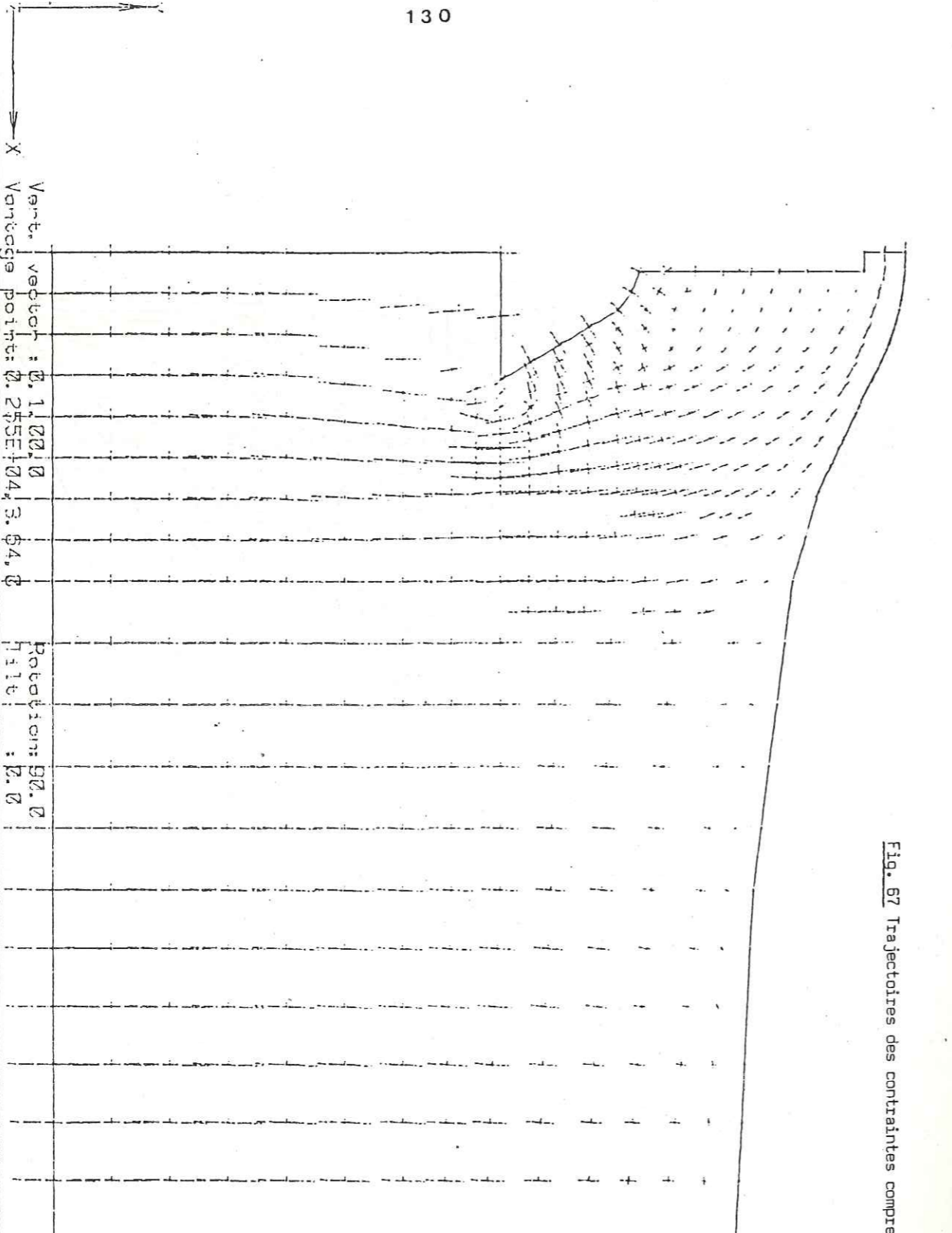


Fig. 67 Trajectoires des contraintes compressives 1 et 2.

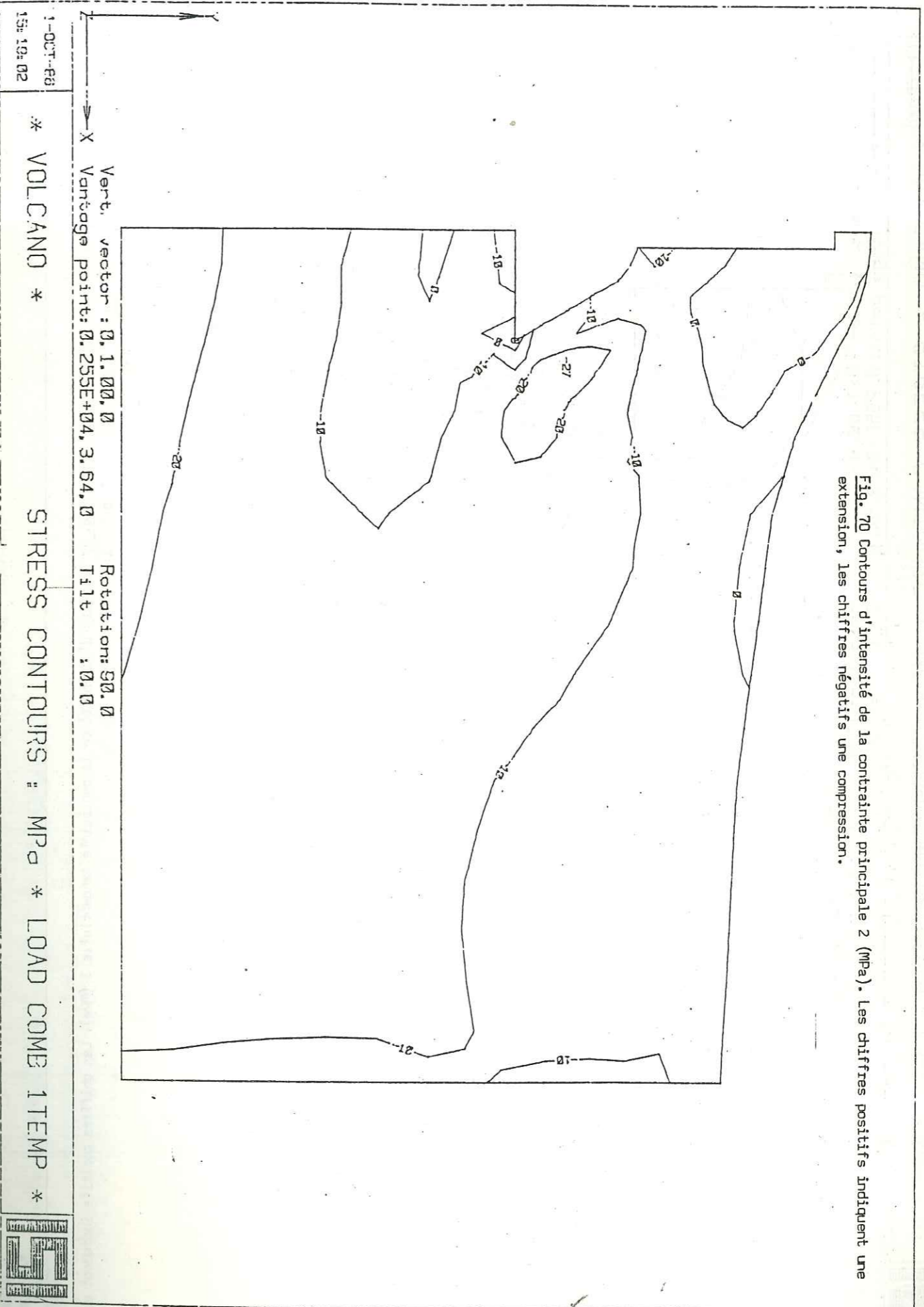


Fig. 70 Contours d'intensité de la contrainte principale 2 (MPa). Les chiffres positifs indiquent une extension, les chiffres négatifs une compression.

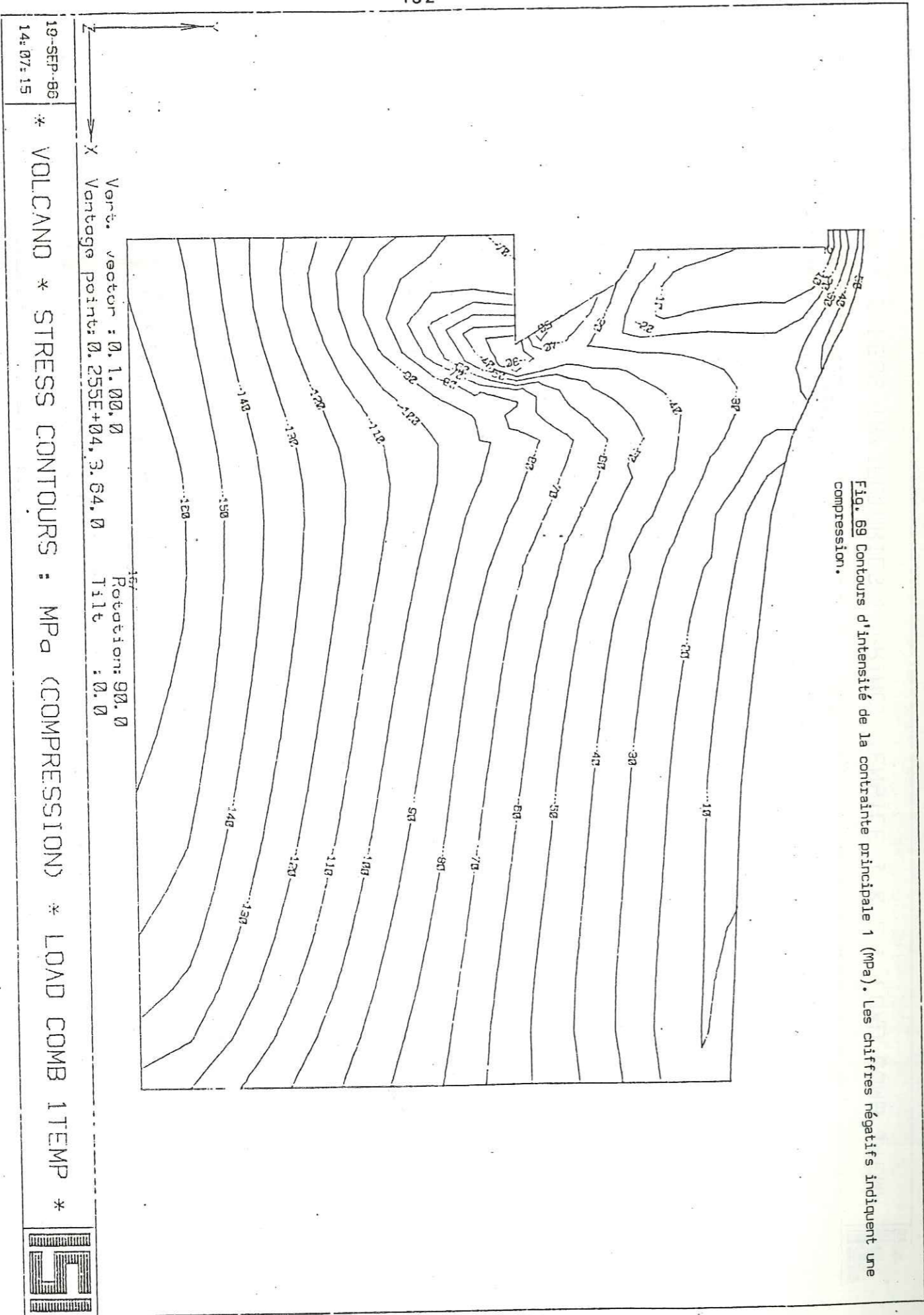
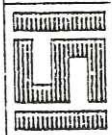


Fig. 69 Contours d'intensité de la contrainte principale 1 (MPa). Les chiffres négatifs indiquent une compression.



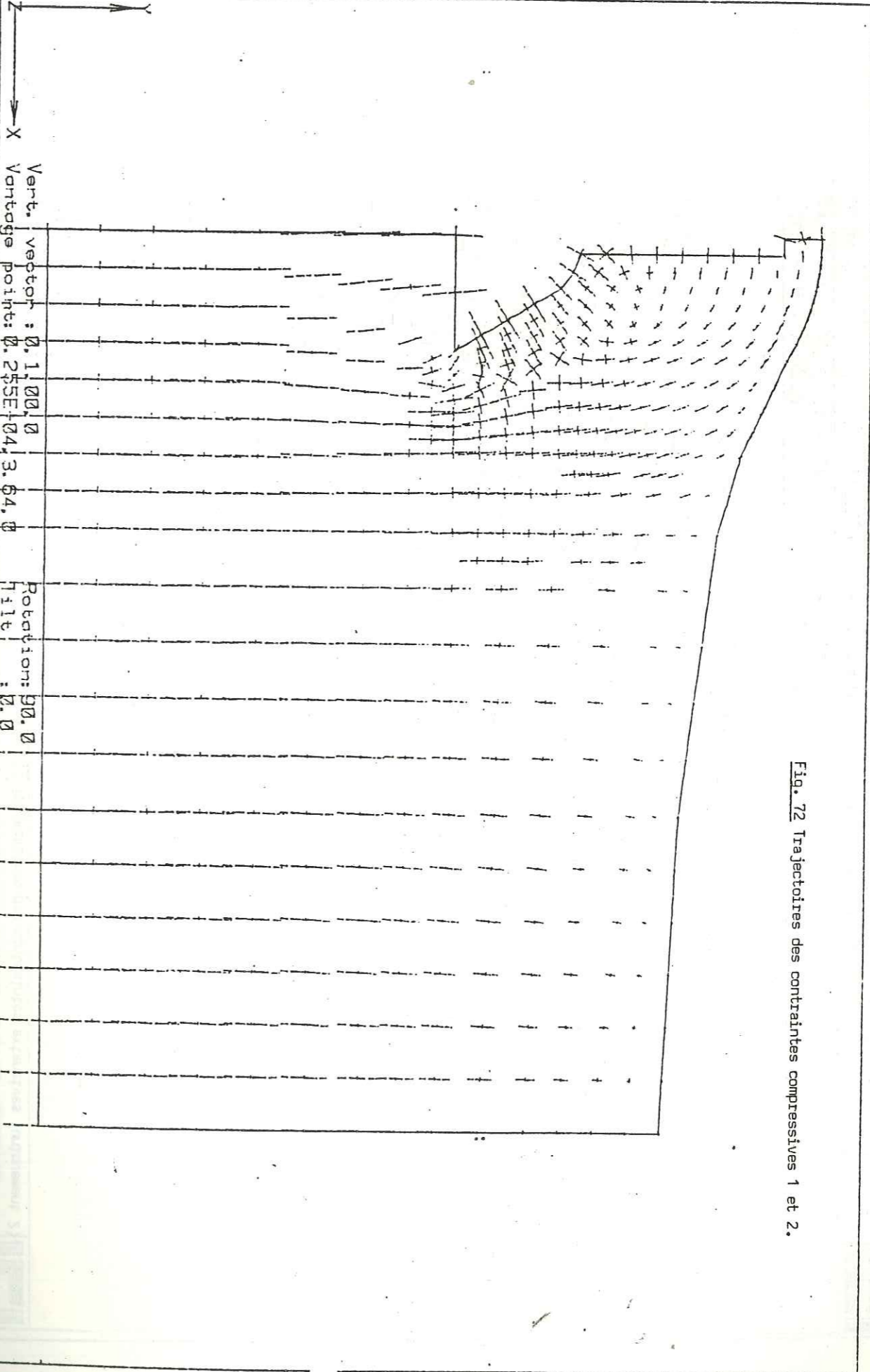
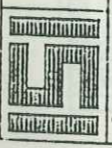


Fig. 72 Trajectories des contraintes compressives 1 et 2.

10-DEC-86
09:45:15

* VOLCANO : STRESS TRAJECTORIES : PRINC. COMPRESSIVE 1 & 2 : LOAD COMB 2TEMP *



Vert. vector : 0.1100, 0
Vantage point: 0.255E+04, 3.64, 0

Rotation: 90.0
File : 2.0

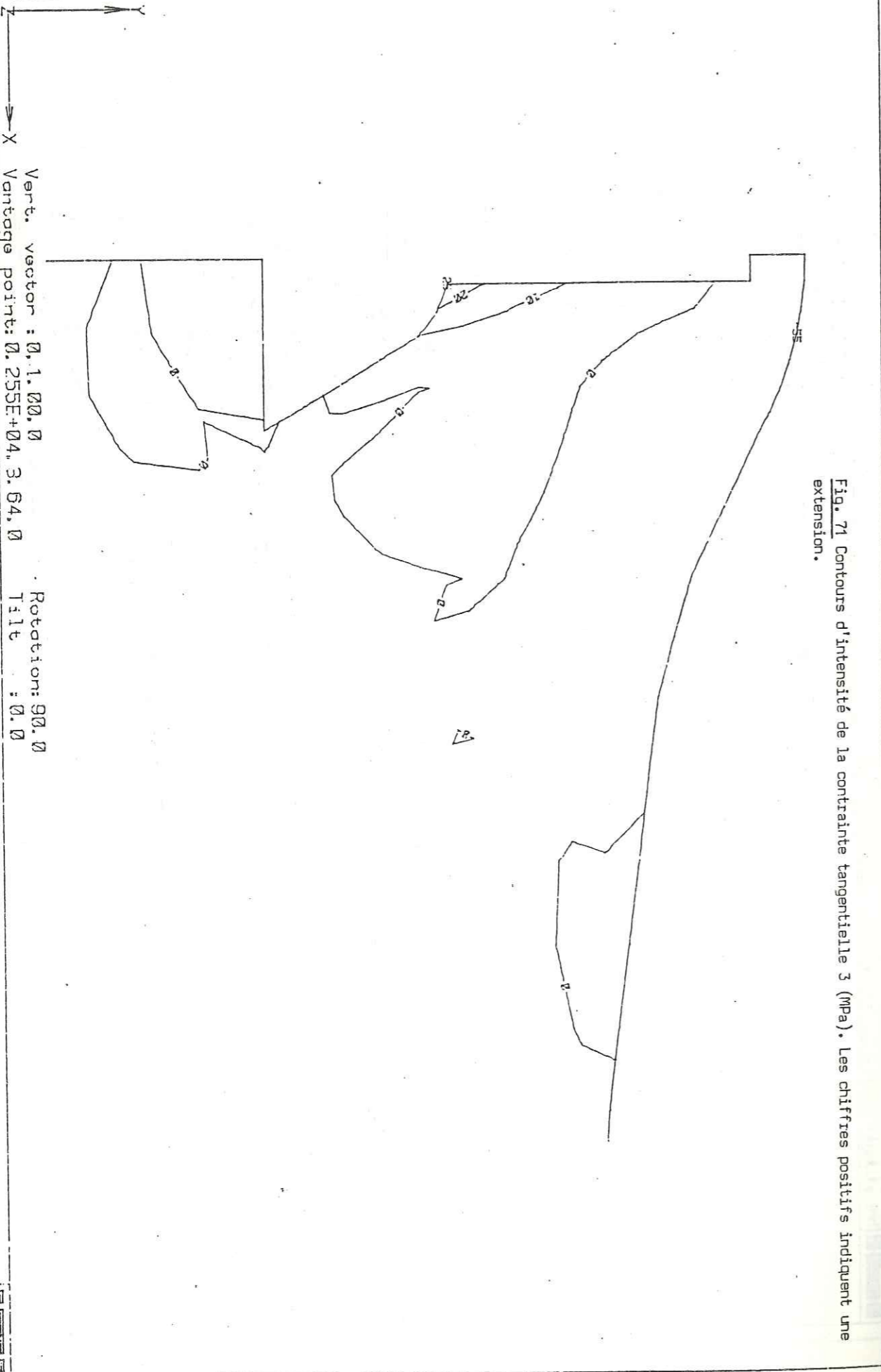


Fig. 71 Contours d'intensité de la contrainte tangentielle 3 (MPa). Les chiffres positifs indiquent une extension.

10-SEP-86
14:19:50

* VOLCANO * STRESS CONTOURS : MPa (TENSION) * LOAD COMB 1TEMP *



Vert. vector : 0.1100, 0
Vantage point: 0.255E+04, 3.64, 0

Rotation: 90.0
File : 0.0

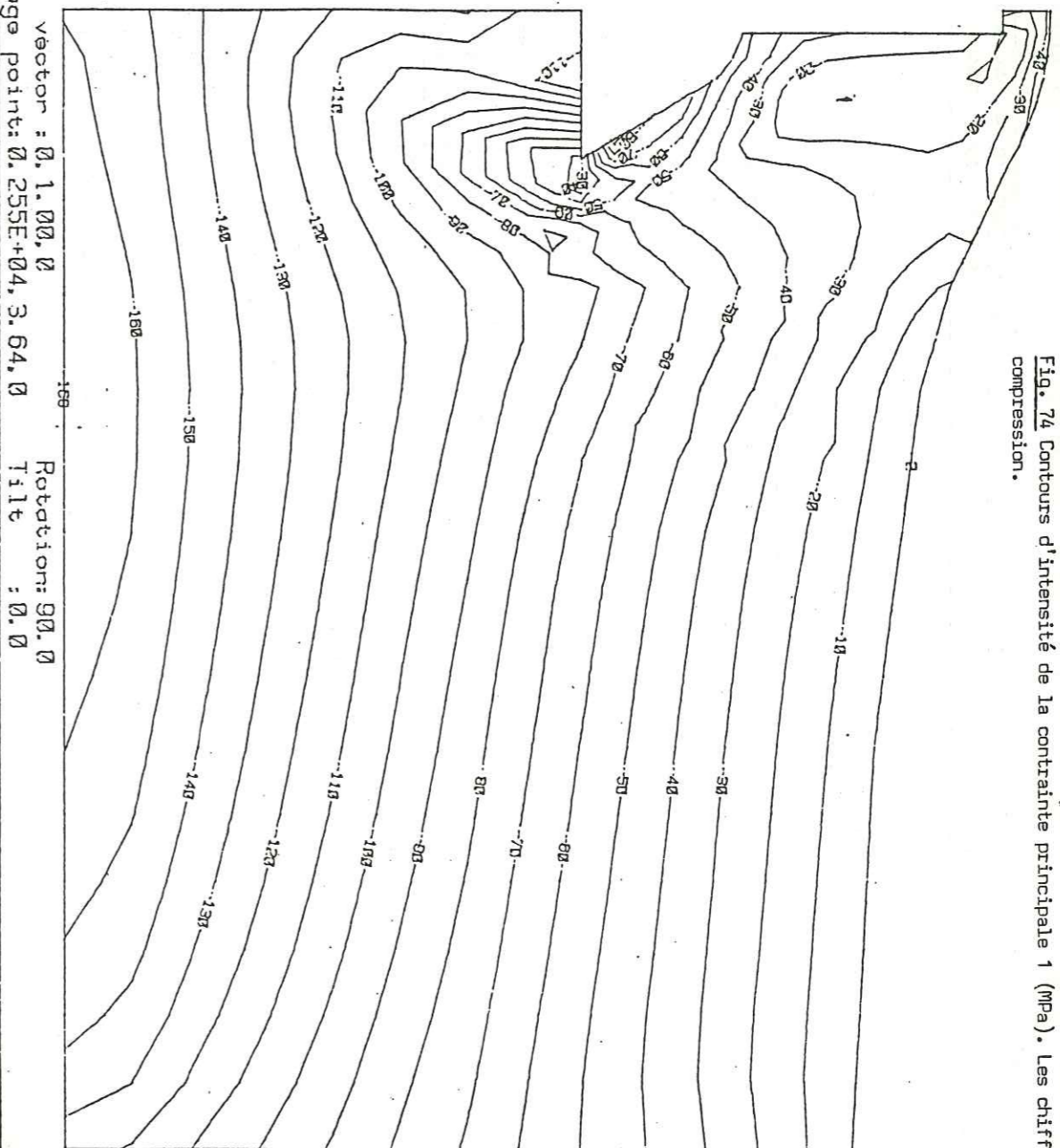


Fig. 74 Contours d'intensité de la contrainte principale 1 (MPa). Les chiffres négatifs indiquent une compression.

19-SEP-86
14:49:37

Vert. vector : 0.1.00, 0
X Vantage point: 0.255E+04, 3.64, 0
Rotation: 90.0
Tilt : 0.0

* VOLCANO * STRESS CONTOURS (COMPRESSION) : MPa * LOAD COMB 2TEMP

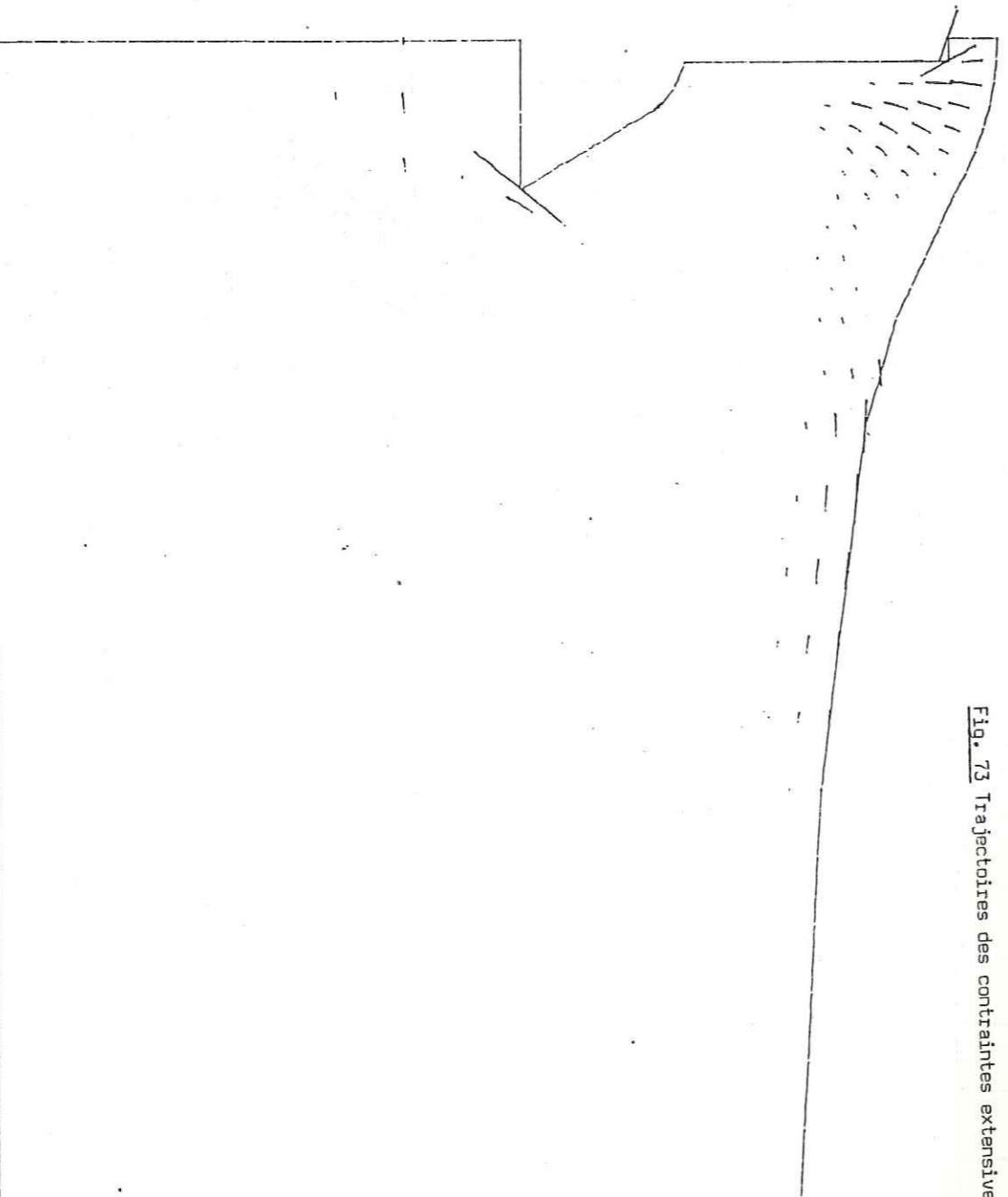


Fig. 73 Trajectoires des contraintes extensives (uniquement 2).

9-DEC-86
16:11:26

Vert. vector : 0.1.00, 0
X Vantage point: 0.255E+04, 3.64, 0
Rotation: 90.0
Tilt : 0.0

* VOLCANO * STRESS TRAJECTORIES : PRINC. TENSILE 1 & 2 : LOAD COMB 2TEMP



1-OCT-86
15:20:26

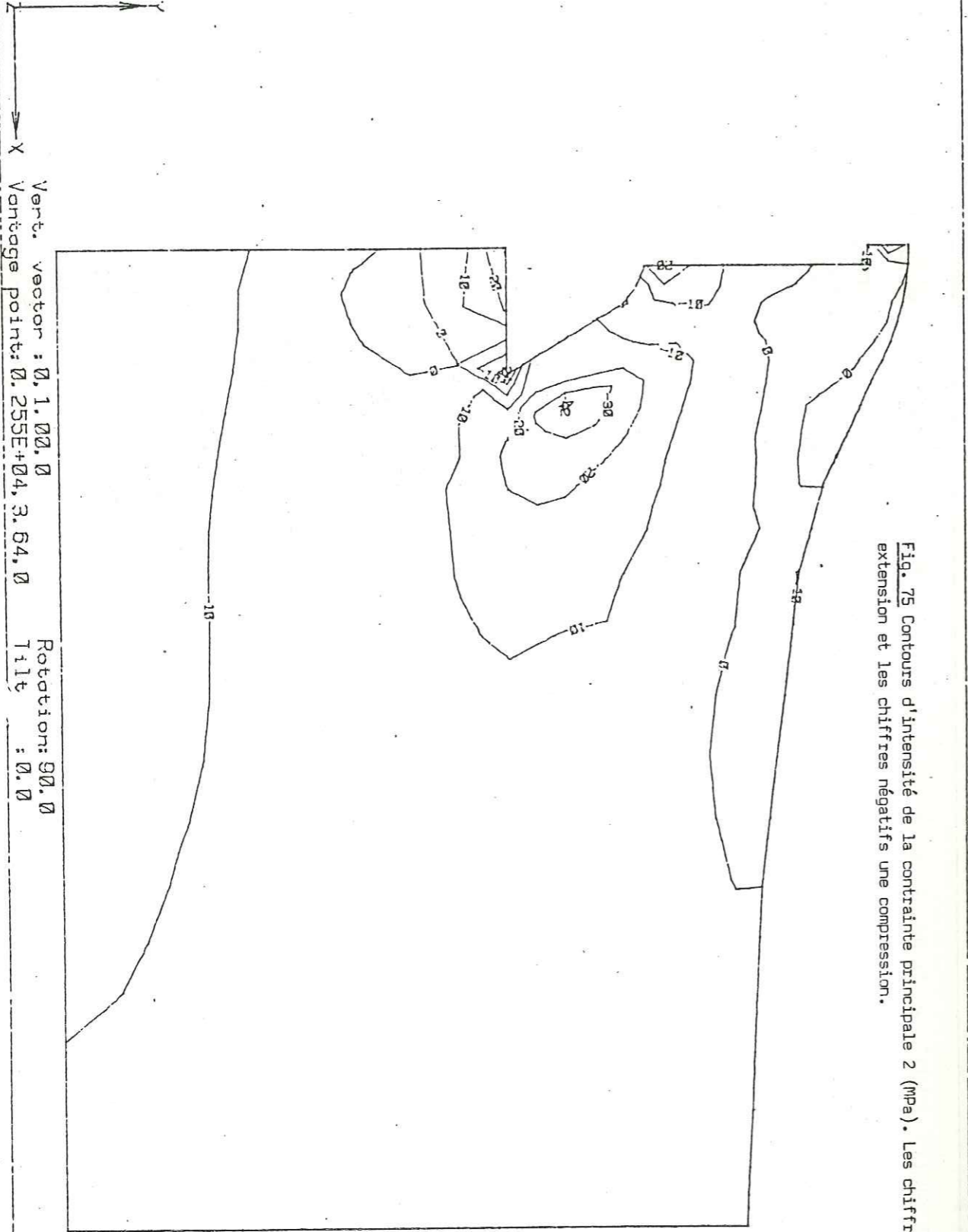


Fig. 75 Contours d'intensité de la contrainte principale 2 (MPa). Les chiffres positifs indiquent une extension et les chiffres négatifs une compression.

VOLCANO * STRESS CONTOURS : MPa * LOAD COMB 2TEMP *

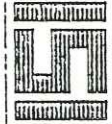
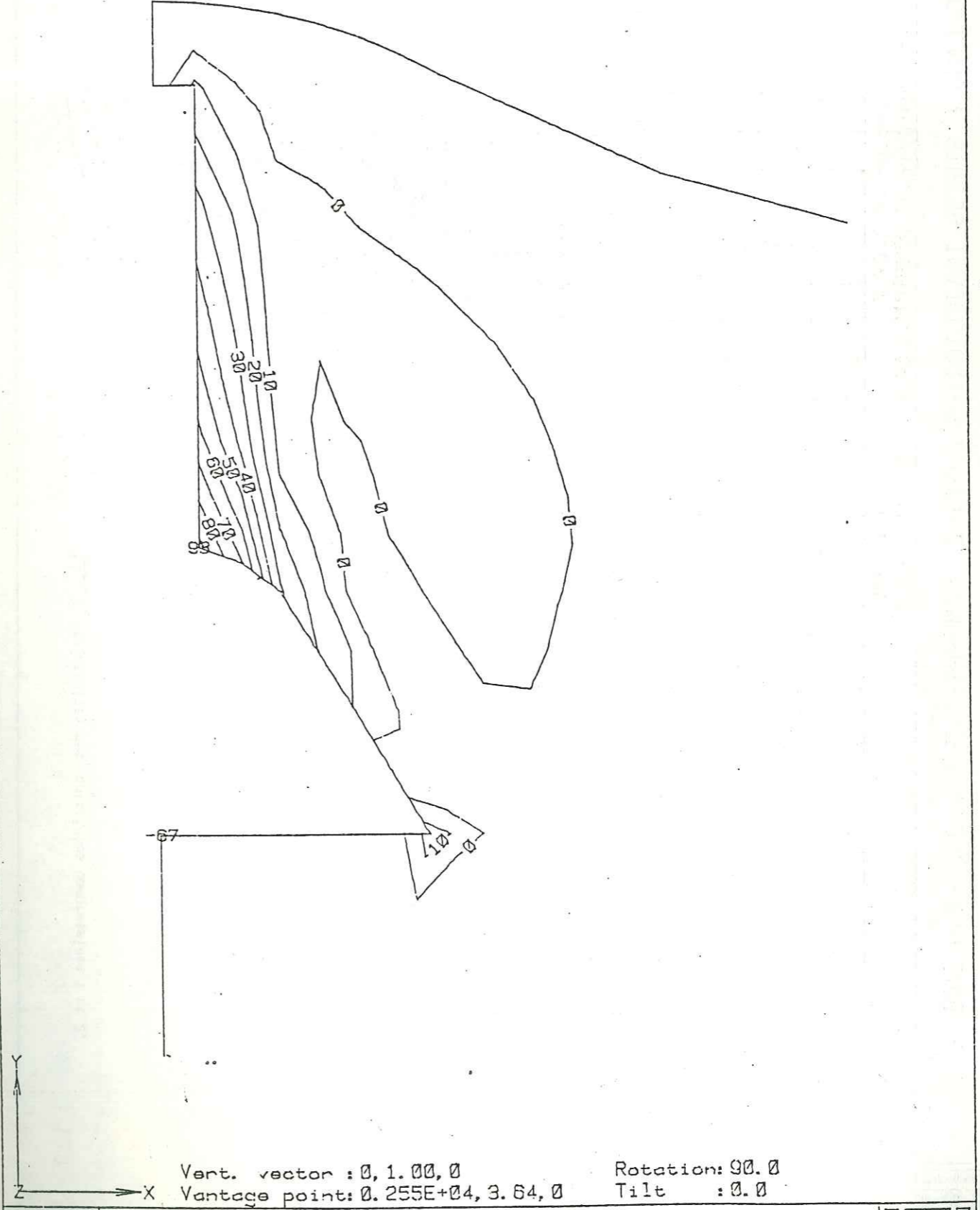
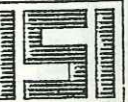


Fig. 76 Contours de la contrainte principale tangentielle 3 (MPa). Les chiffres positifs indiquent une extension.



18-SEP-86 * VOLCANO * STRESS CONTOURS : MPa (TENSILE) * LOAD COMB 2T *



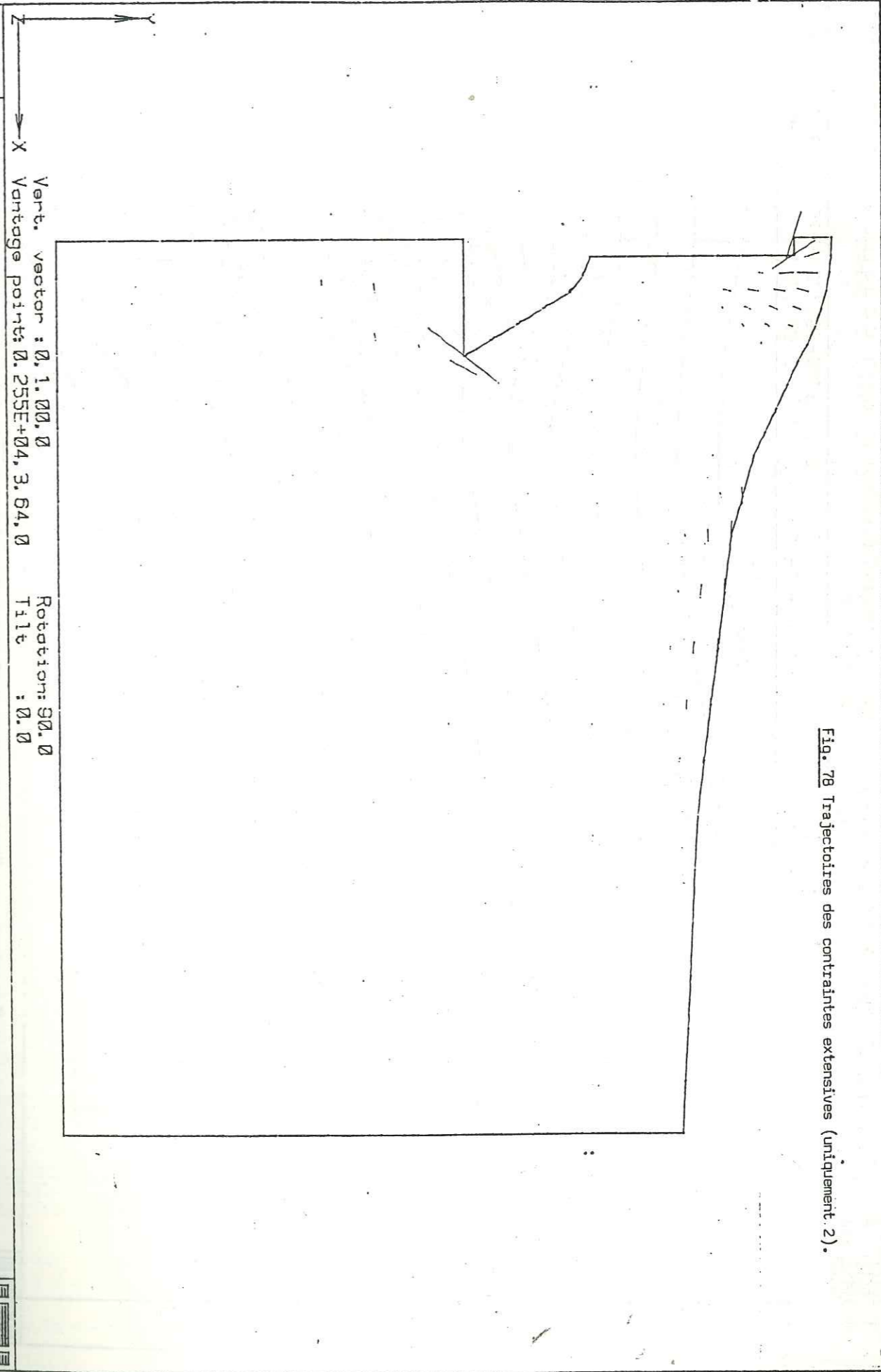


Fig. 78 Trajectoires des contraintes extensives (uniquement 2).

9-DEC-88
18:11:50

Vert. vector : 0.1.00.0 Rotation: 90.0
X Vantage point: 0.255E+04, 3.64.0 Tilt : 0.0
* VOLCANO : STRESS TRAJECTORIES : PRINC. TENSILE 1 & 2 : LOAD COMB 3TEMP

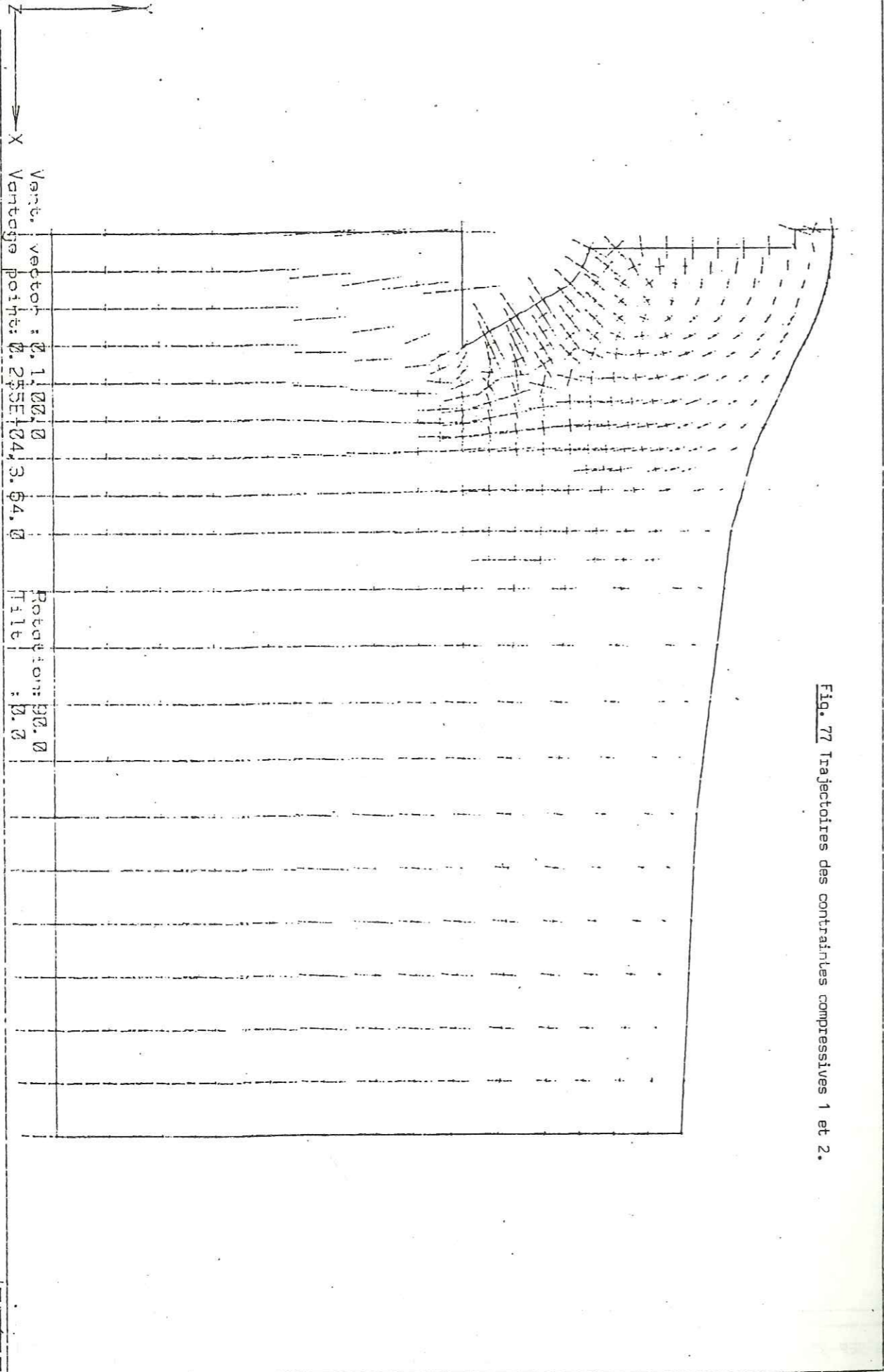
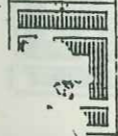
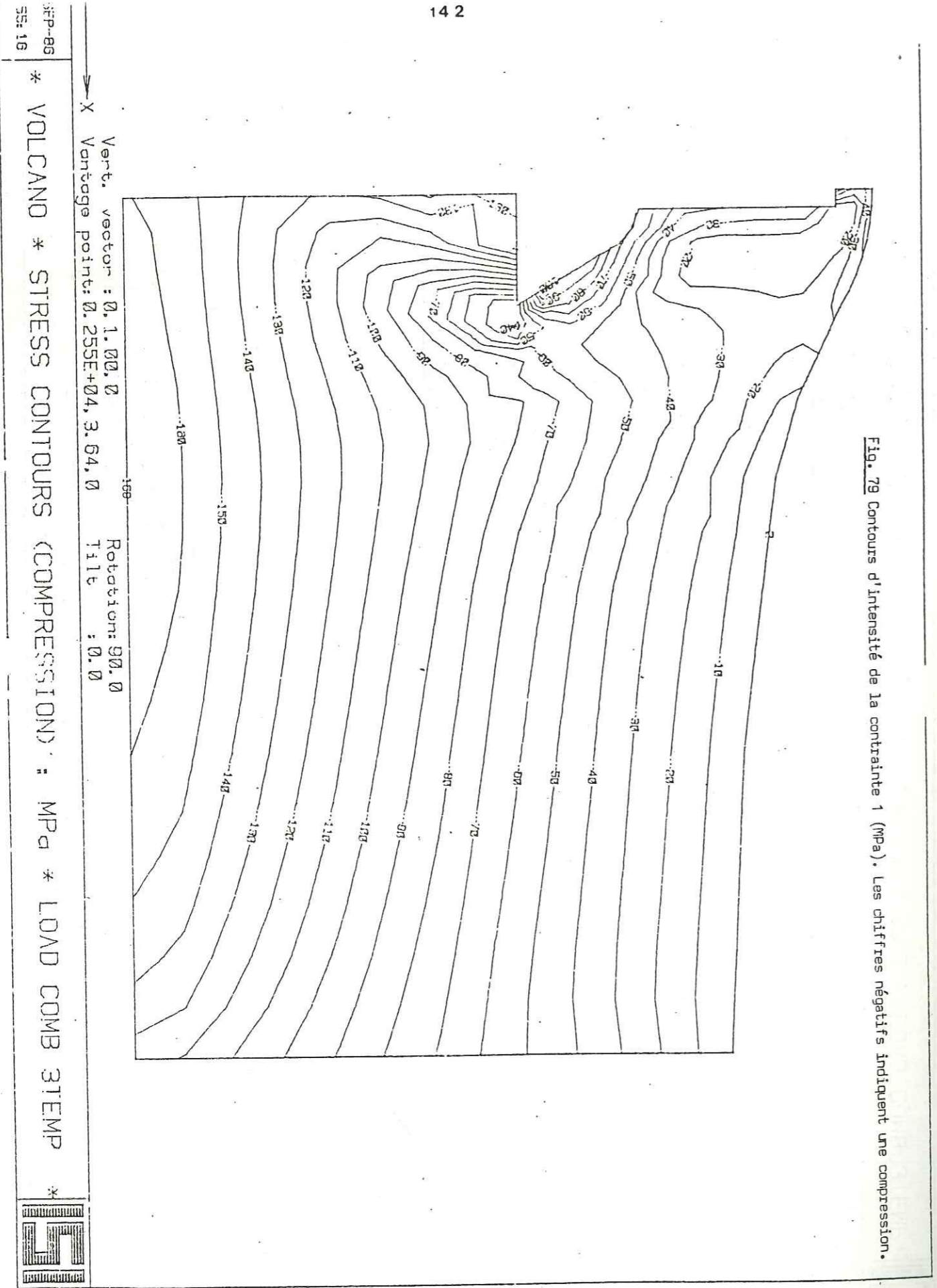
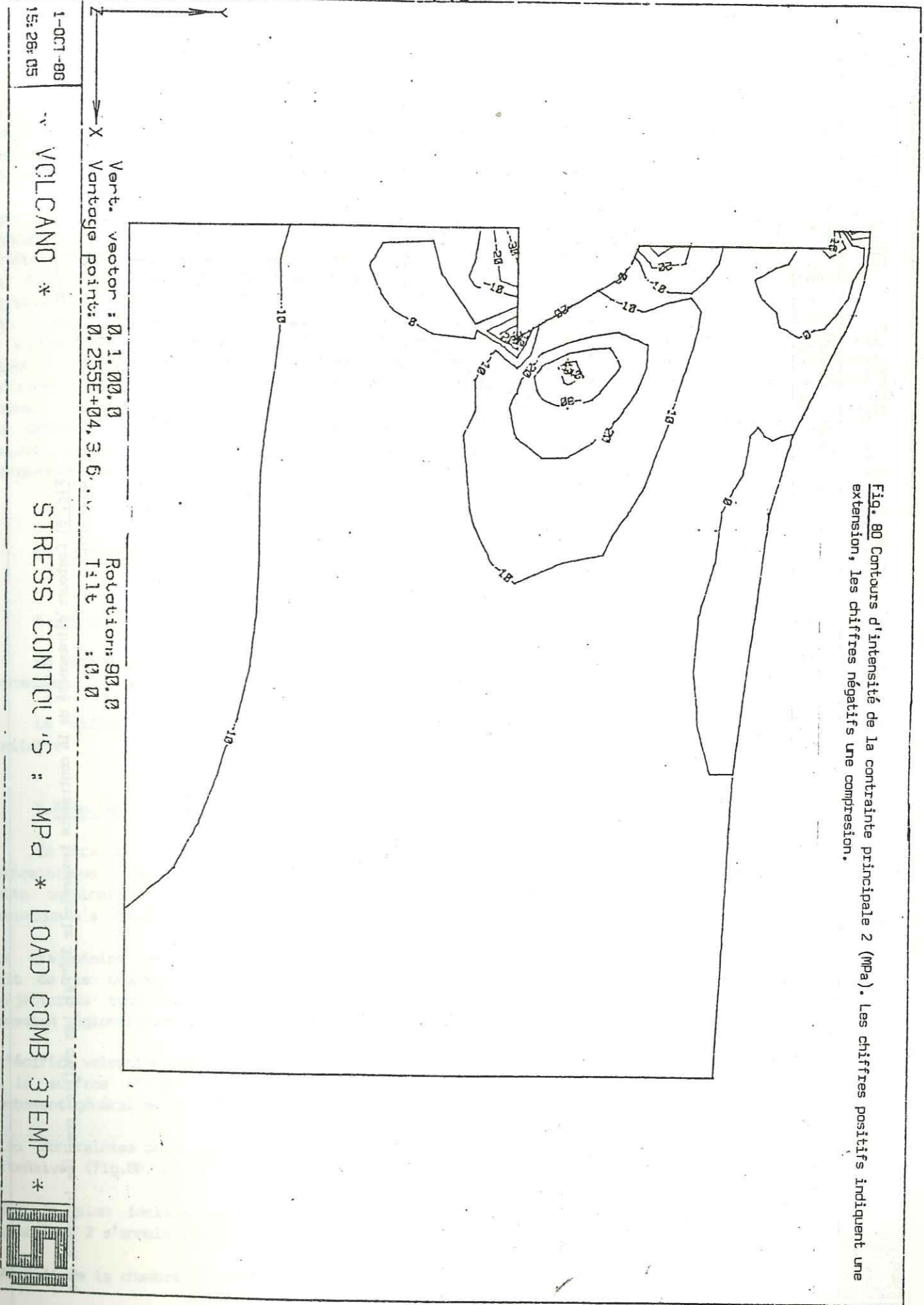


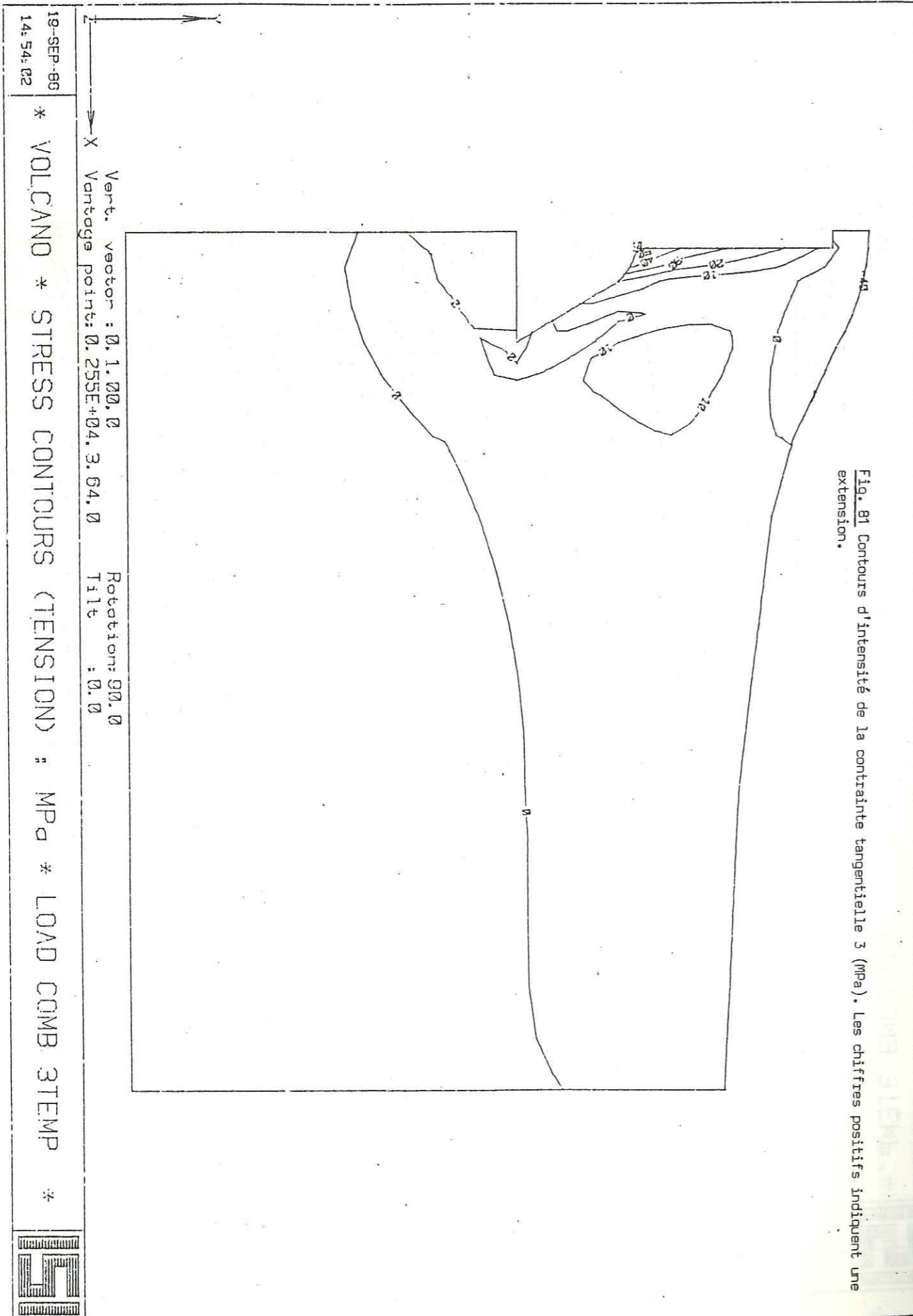
Fig. 77 Trajectoires des contraintes compressives 1 et 2.

DEC-88
08:45:56

* VOLCANO : STRESS TRAJECTORIES : PRINC. COMPRESSIVE 1 & 2 : LOAD COMB 3TEMP *







c) Résumé du modèle thermique

- La limite entre zone chaude conductrice près de la chambre et zone moins chaude convectrice dans le reste de l'édifice a pour effet de créer une discontinuité dans la distribution des contraintes, discontinuité due aux changements de paramètres physiques appliqués au milieu.
- Ce comportement anisotrope du milieu se traduit par des zones d'inversion de l'intensité des contraintes et donc une distribution non linéaire à partir de la chambre. Par exemple une zone assez vaste en extension existe au sein de l'édifice et sur ses flancs. Ceci a son importance lorsque l'on considère l'endroit où la fissure va s'ouvrir en fonction de l'état mécanique de la roche (résistance à compression, à la tension ou au cisaillement).
- La distribution des contraintes principales 1, 2 et 3 est sensiblement la même autour du système magmatique par rapport au modèle froid mais avec des valeurs moins fortes.
- Les valeurs des déplacements verticaux et horizontaux en surface sont données sur les fig. 108b et c en comparaison avec celles du modèle froid isotrope. Un affaissement général du massif est noté. Il augmente sur le cône et diminue sur les pentes basses avec la pression magmatique. Les déplacements horizontaux sont très décelables avec une contraction sur le cône et une extension sur les pentes basses.
- La déformée des différentes étapes de chargement (fig.82) amplifiée 100 fois pour faciliter la lecture, montre une déformation intense au niveau du mur latéral de la chambre et surtout un élargissement du coin inférieur de cette dernière.

5) INFLUENCE DE LA FORME DE LA CHAMBRE

a. Caractéristiques du modèle

Un modèle de chambre différente est proposé sur la fig.83. Les limites externes du modèle restent inchangées. La chambre a une forme de laccolithe et aucune colonne magmatique ne la surmonte.

Le milieu a les mêmes caractéristiques que le modèle de base. Le chemin de chargement est similaire.

b. Résultats

Ce travail est actuellement en cours et une seule combinaison sera proposée: pression lithostatique + pression hydrostatique + pression régionale = 5MPa + pression magmatique = 55 MPa. Cette combinaison est la même que la combinaison 6 du modèle de base isotrope. Aucun chargement thermique n'a été effectué.

-La trajectoire de la contrainte principale 1 compressive est guidée par la pression lithostatique au toit de la chambre et dans la partie centrale du cône (fig.84). En dehors de cette région les trajectoires sont courbes et résultent de l'action de la contrainte déviatrice (pression magmatique - pression régionale) et du plan incliné de la terminaison du laccolithe.

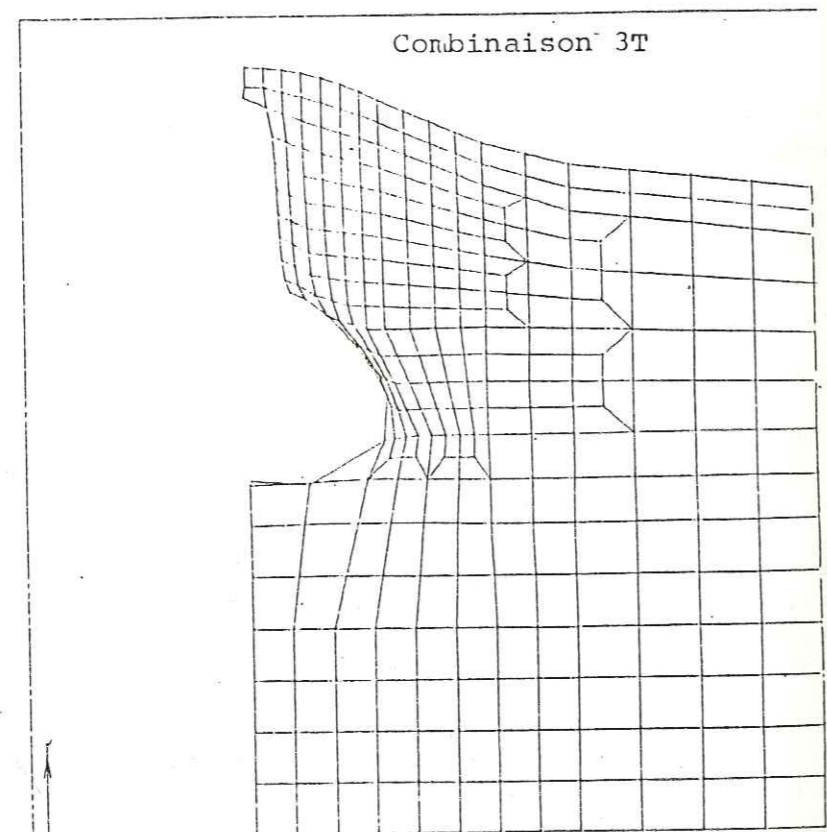
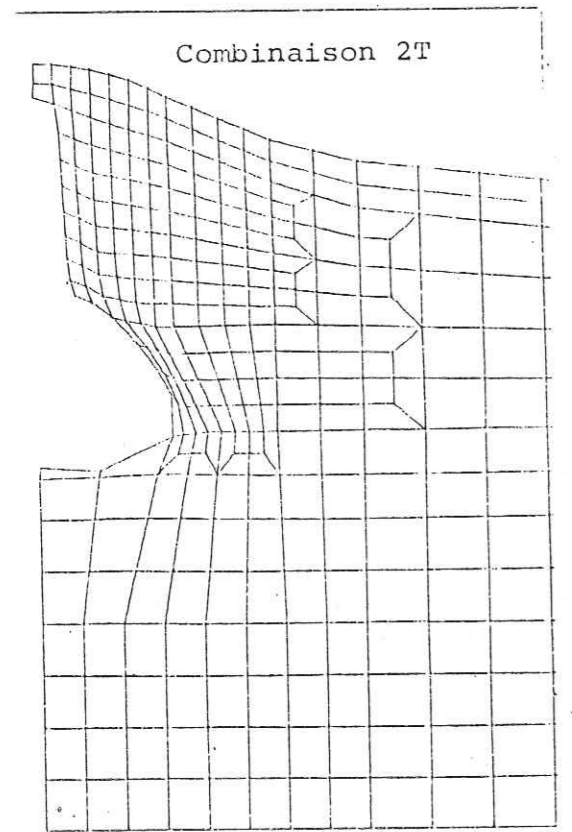
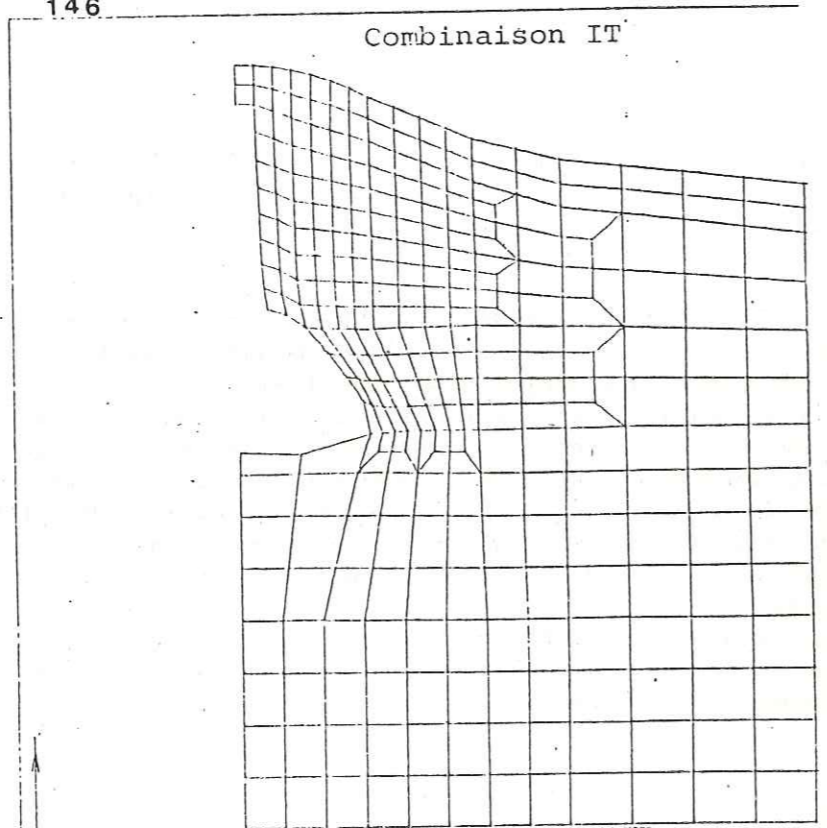
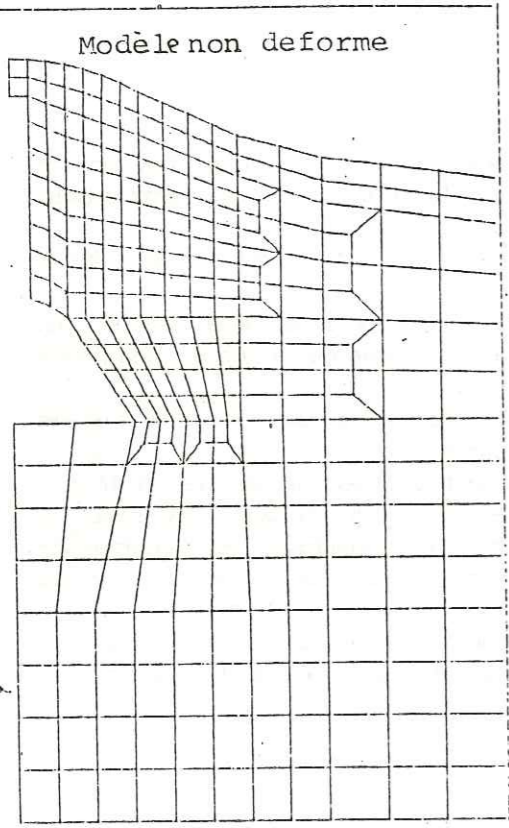
-L'édifice volcanique subit une forte extension selon la contrainte 2 (fig.85) dans une bande parallèle à la surface et à l'enveloppe de la chambre. Ceci est attribué à l'absence de colonne couplée à un bombement général du massif dû à la forme étalée de la chambre.

-Les contraintes principales 1, 2 et 3 sont concentrées à la pointe du laccolithe où elles sont toutes extensives (fig.86, 87, 88). Il en résulte qu'une telle chambre ne peut que se propager.

-Sur le plan incliné du toit de la chambre la contrainte 1 est fortement compressive (fig.86), la contrainte 2 s'annule (fig.87) et la contrainte tangentielle 3 est compressive (fig.88).

-Au toit de la chambre les contraintes 1, 2 et 3 sont compressives.

-Dans les parties hautes de l'édifice les contraintes 2 et 3 sont extensives.



Vert. vector : 0.1, 00.0
 Vantage point: 0.250E+04, 3.64, 0
 Rotation: 0
 Tilt : 0

* VOLCANO * DISTORTED SHAPE *

15 SEP 87
 15:24:30

Vert. vector : 0.1, 00.0
 Vantage point: 0.250E+04, 3.64, 0
 Rotation: 90.0
 Tilt : 0.0

* VOLCANO * DISTORTED SHAPE * LOAD

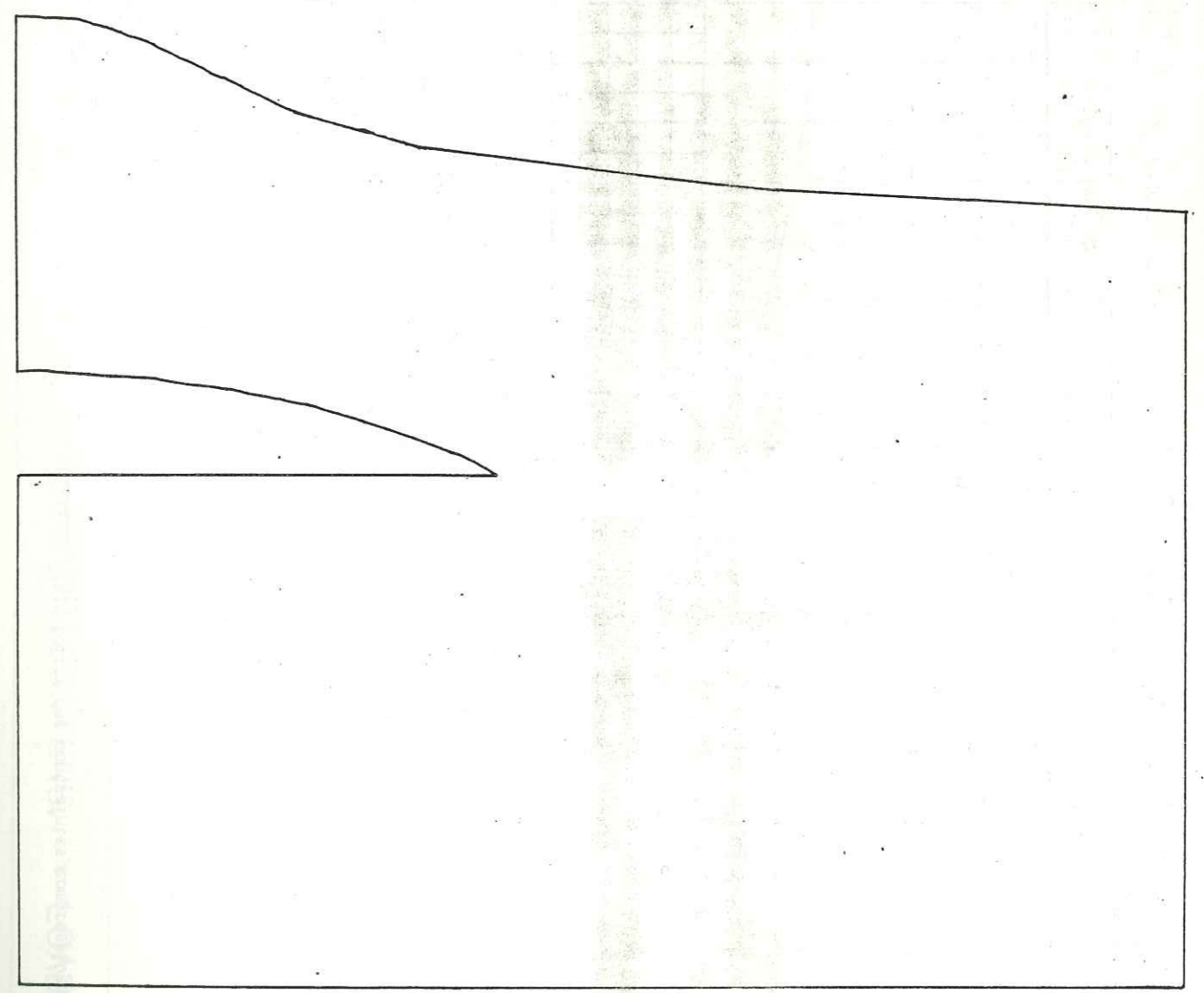


Fig. 83 Caractéristiques géométriques du deuxième modèle de chambre de type laccolithe.

Fig. 82 Les étapes de déformation du modèle thermique (amplifiés 100 fois).

E-VCT-88
17.02.08

Vert. vector : 0, 1, 0, 0
Vantage points: 0, 255E+04, 3, 64, 0

Rotation: 90, U
Tilt : 0, 0

* VOLCANO 2 * STRESS TRAJECTORIES TENS. * LOAD COMB 3 *

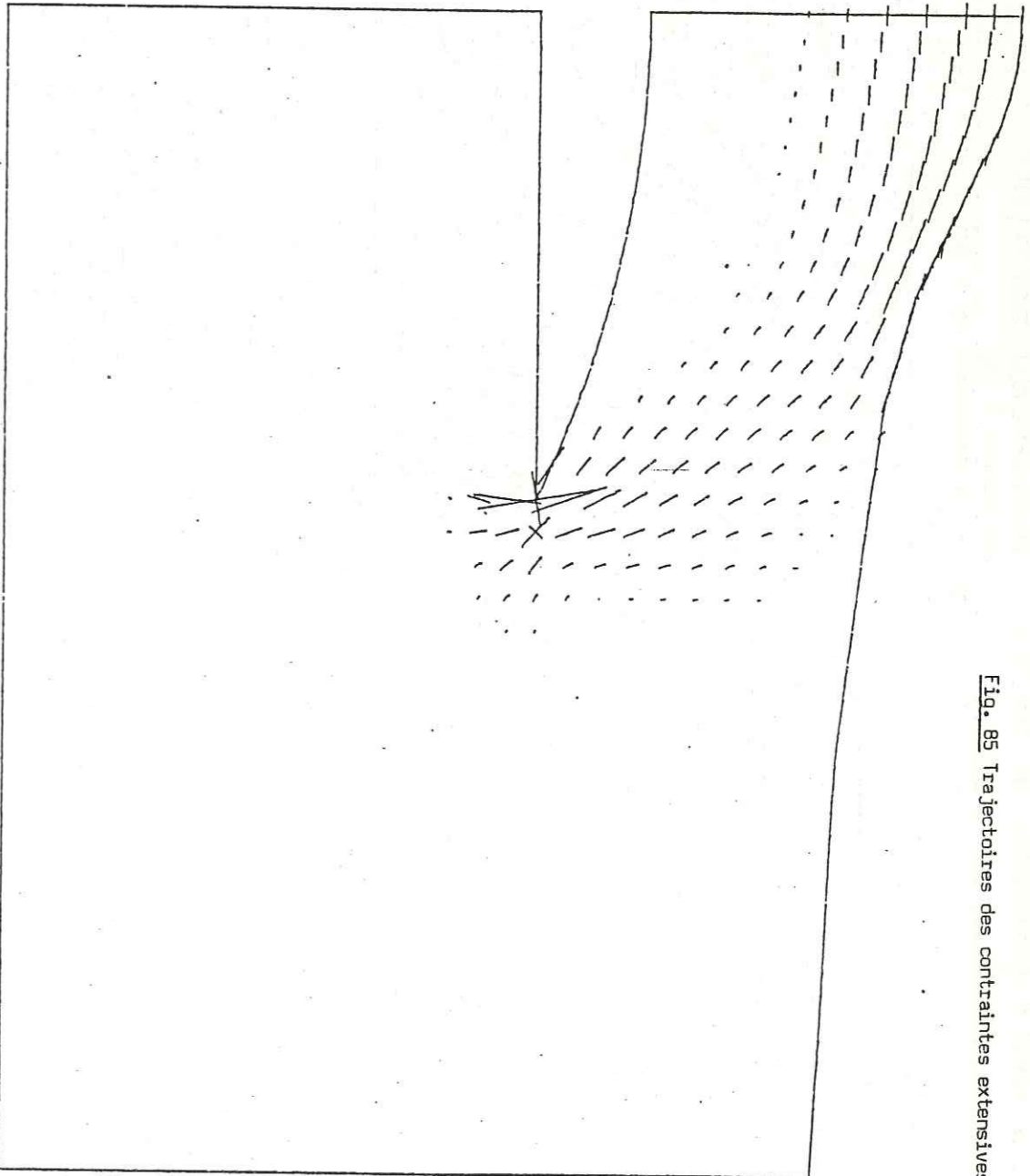


Fig. 85 Trajectoires des contraintes extensives 1 et 2.

E-VCT-88
17.02.08

Vert. vector : 0, 1, 0, 0
Vantage points: 0, 255E+04, 3, 64, 0

Rotation: 90, U
Tilt : 0, 0

* VOLCANO 2 * STRESS TRAJECTORIES * COMPR. * LOAD COMB 3 *

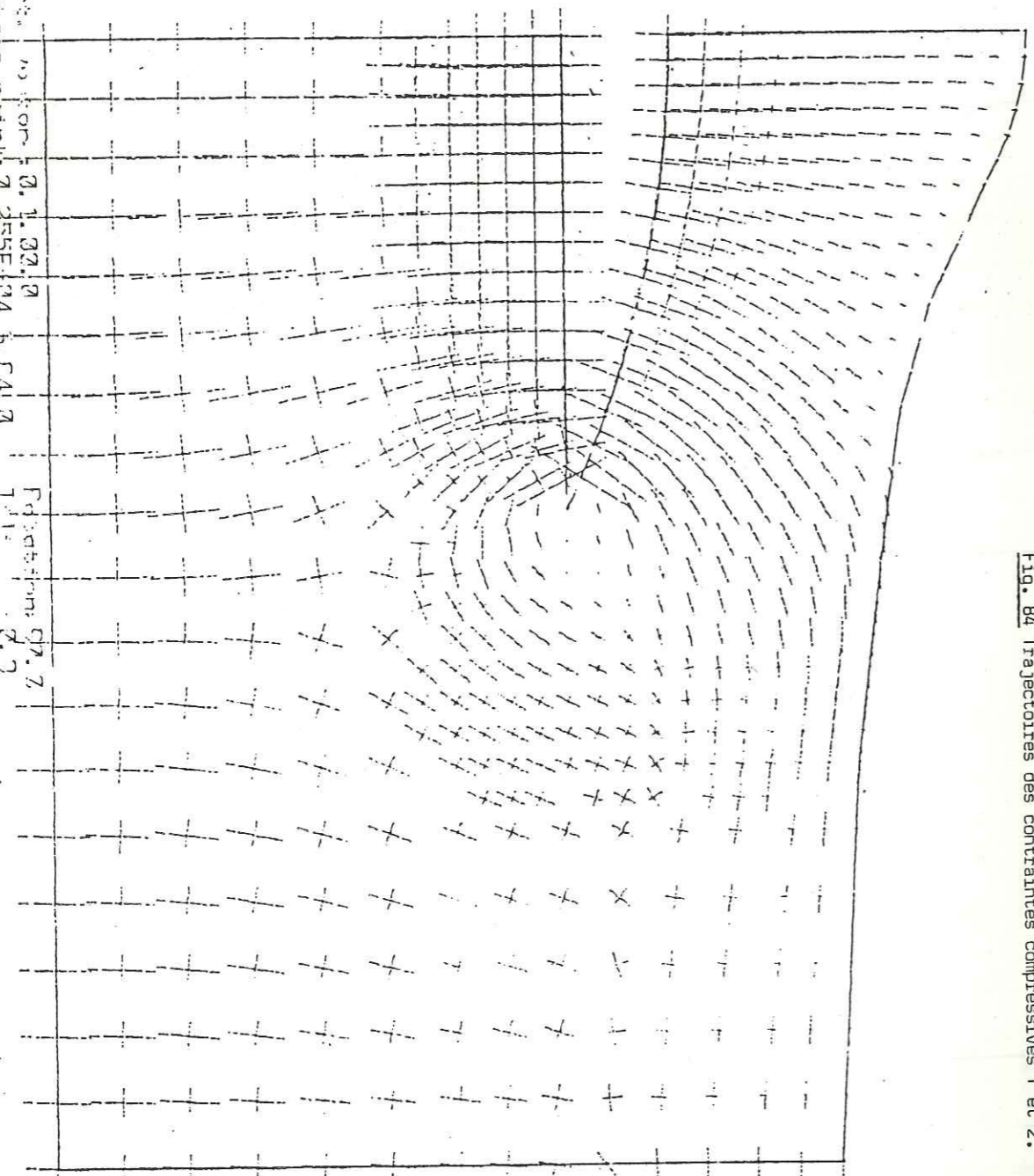


Fig. 84 Trajectoires des contraintes compressives 1 et 2.



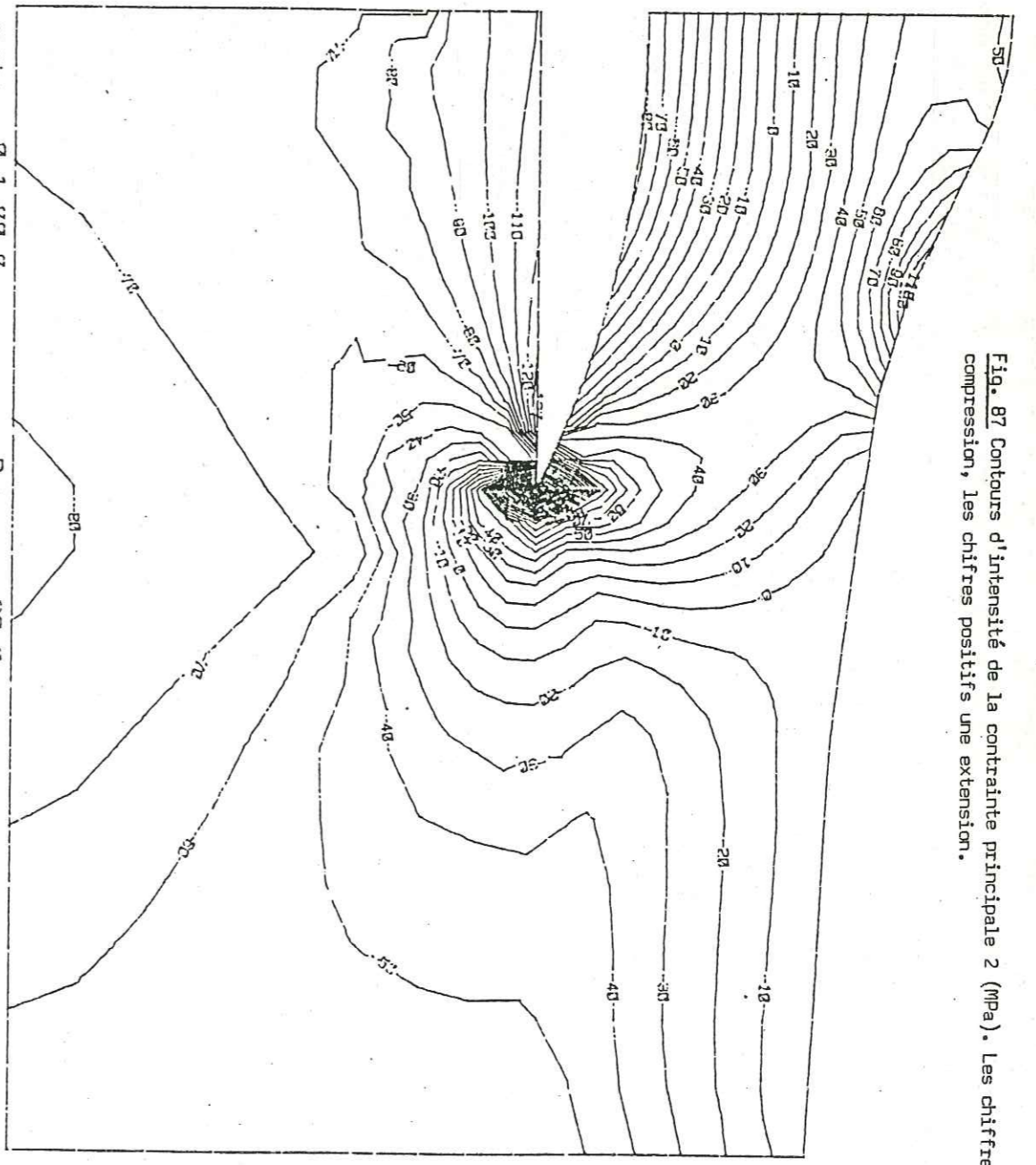


Fig. 87 Contours d'intensité de la contrainte principale 2 (MPa). Les chiffres négatifs indiquent une compression, les chiffres positifs une extension.

6 OCT 83
15:42:32

Veru vector: 0,1,00,0
Ventege point: 0,255E+04,3,64,0
Rotation: 90,0
Tite: 0,0

* VOLCANO 2 * CONTOURS PRINCIPAL STRESS 2 (MPa) * LOAD COMB 3 *

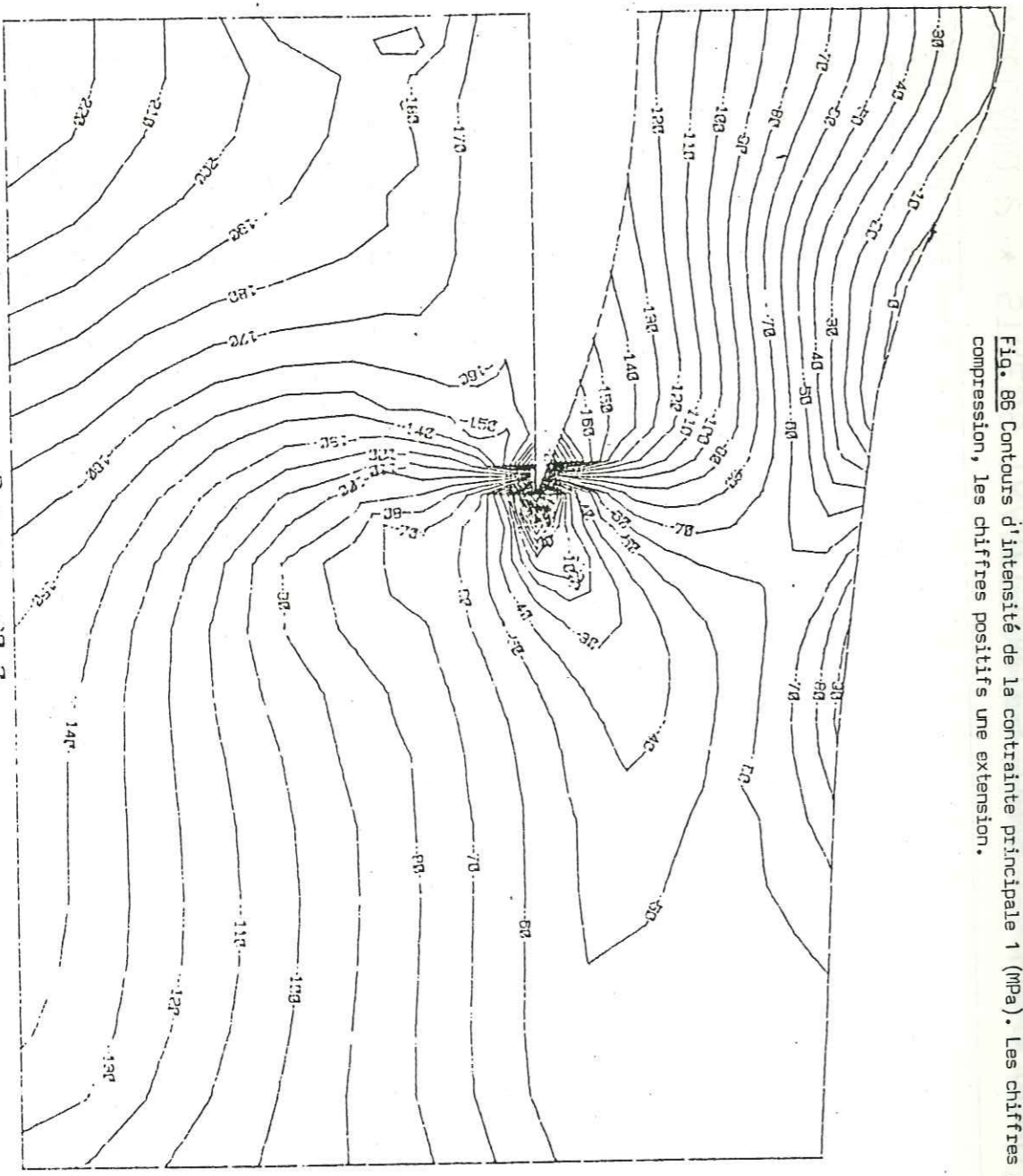
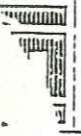


Fig. 86 Contours d'intensité de la contrainte principale 1 (MPa). Les chiffres négatifs indiquent une compression, les chiffres positifs une extension.

6 OCT 83
15:39:25

Veru vector: 0,1,00,0
Ventege point: 0,255E+04,3,64,0
Rotation: 90,0
Tite: 0,0

* VOLCANO 2 * CONTOURS PRINCIPAL STRESS 1 (MPa) * LOAD COMB 3 *



CHAPITRE III: LE MODELE BLOC

Le modèle Bloc, parent de la méthode des éléments finis, a été développé par le Service Informatique Scientifique de la Société Coyne et Bellier, Paris (Pouyet et al., 1983). Il permet de faire l'analyse de milieux discontinus fissurés formés par la juxtaposition de blocs indéformables. Chaque bloc possède trois degrés de liberté: deux degrés en translation dans le plan et un degré de rotation.

Le comportement mécanique du milieu est caractérisé par celui des contacts entre les blocs; les propriétés de ces contacts sont donc fondamentales puisqu'elles gouvernent toute la déformabilité de la structure. Les contacts entre blocs sont de deux types:

- Contacts élastiques linéaires bilatéraux où la limite entre les blocs ne correspond pas à une fissure. Ce genre de joint ne peut pas s'ouvrir et l'action de compression entre les deux blocs juxtaposés le long d'une telle limite est donc proportionnelle à leur déplacement relatif.
- Contacts unilatéraux où la limite entre les blocs correspond à une fracture. Le comportement mécanique dans la direction normale au joint suit une loi élastique non linéaire. La contrainte normale est proportionnelle à l'enfoncement relatif des deux faces. La traction n'est pas autorisée. Si le joint s'ouvre, les forces intérieures au joint sont nulles. Le comportement tangentiel est élasto-plastique avec frottement de coulomb.

A chaque bloc correspond un noeud maître (en général son centre de gravité) lié de façon rigide aux coins des blocs. L'état initial étant connu, un incrément des forces extérieures est appliqué. On cherche l'incrément correspondant des déplacements des noeuds maîtres et celui des contraintes.

Le modèle Bloc a été appliqué à deux volcans: le cône terminal du Piton de la Fournaise (Rapports Boudon et Gratier-Chevallier dans le bulletin PIRPSEV n° 67) et le glissement de flanc du Mt St Helens (Paul et al., sous presse; rapport PIRPSEV n° 80).

152

9-CCT-88
15-3/784

* VOLCANO 2 * CONTOURS PRINCIPAL STRESS 3 (MPa) * LOAD COMB 3 *

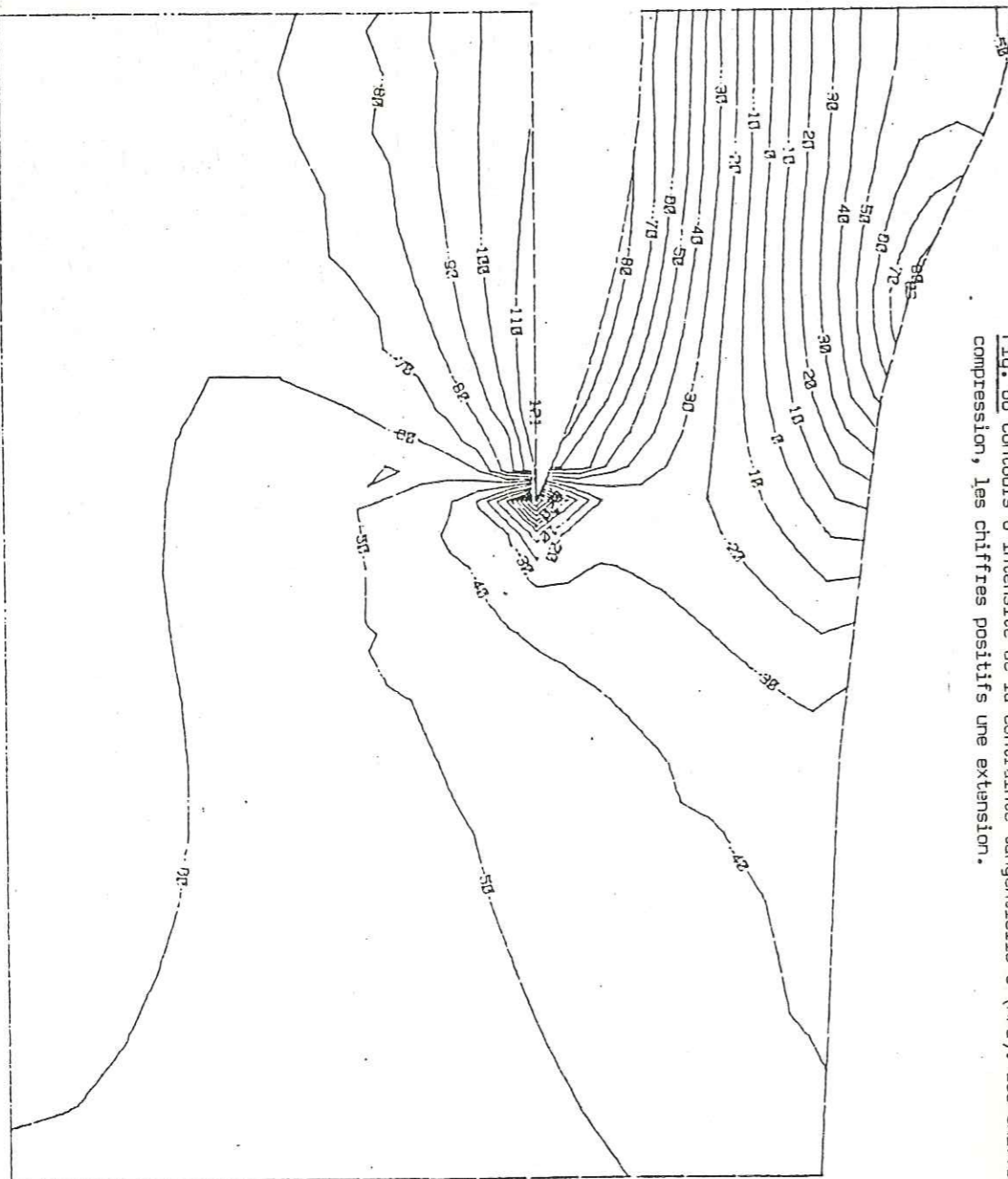
 Vari. vector: 0, 1, 00, 0
 Vitesse point: 0, 255E+04, 3, 04, 0
 Rotation: 00, 0
 TALE : 0, 0


Fig. 88 Contours d'intensité de la contrainte tangentielle 3 (MPa). Les chiffres négatifs indiquent une compression, les chiffres positifs une extension.



1) LE PITON DE LA FOURNAISE.

Section tirée du rapport PIRPSEV Boudon .

Le modèle géologique du volcan est une coupe schématique qui considère deux chambres magmatiques et deux effondrements caldériques (fig.89).

La chambre superficielle étant prise comme source principale des déformations de surface et des éruptions, le modèle est limité à la faille bordière de la caldera bouclier et au toit de la chambre profonde, ce qui permet d'avoir des conditions aux limites beaucoup mieux définies que dans un cas plus étendu.

Le modèle numérique est axisymétrique. Le maillage est déterminé par : 1-un réseau de fractures coniques partant de la chambre magmatique. Ces joints sont de type élasto-plastique et peuvent donc s'ouvrir. 2-un réseau de discontinuités perpendiculaires au précédent. Les joints sont de type élastique linéaire et ne peuvent pas s'ouvrir. Ils modélisent soit la stratigraphie en surface où d'éventuelles subsidences en chaudron en profondeur.

Propriétés des matériaux utilisés:

Joints élastiques: $G=45000\text{MPa}$ $E=10000\text{MPa}$ $\text{tg}\phi=1$ $d=3$

Joints élasto-plastiques: $G=45000\text{MPa}$ $E=10000\text{MPa}$ $\text{tg}\phi=0,5$

Le chemin de chargement s'est effectué en trois étapes:

- poids propre (chambre vide)
- pression hydrostatique dans la chambre
- augmentation de la pression magmatique avec trois cas de figure selon que la pression magmatique est introduite dans la fissure qui s'ouvre ou non et comment elle est introduite. S'agissant d'un modèle élasto-plastique, le chemin de chargement par petits incréments de pression de 1MPa à partir de la pression hydrostatique est un procédé important si l'on veut suivre la déformation de la structure jusqu'à la ruine de cette dernière.

2) LE Mt St HELENS

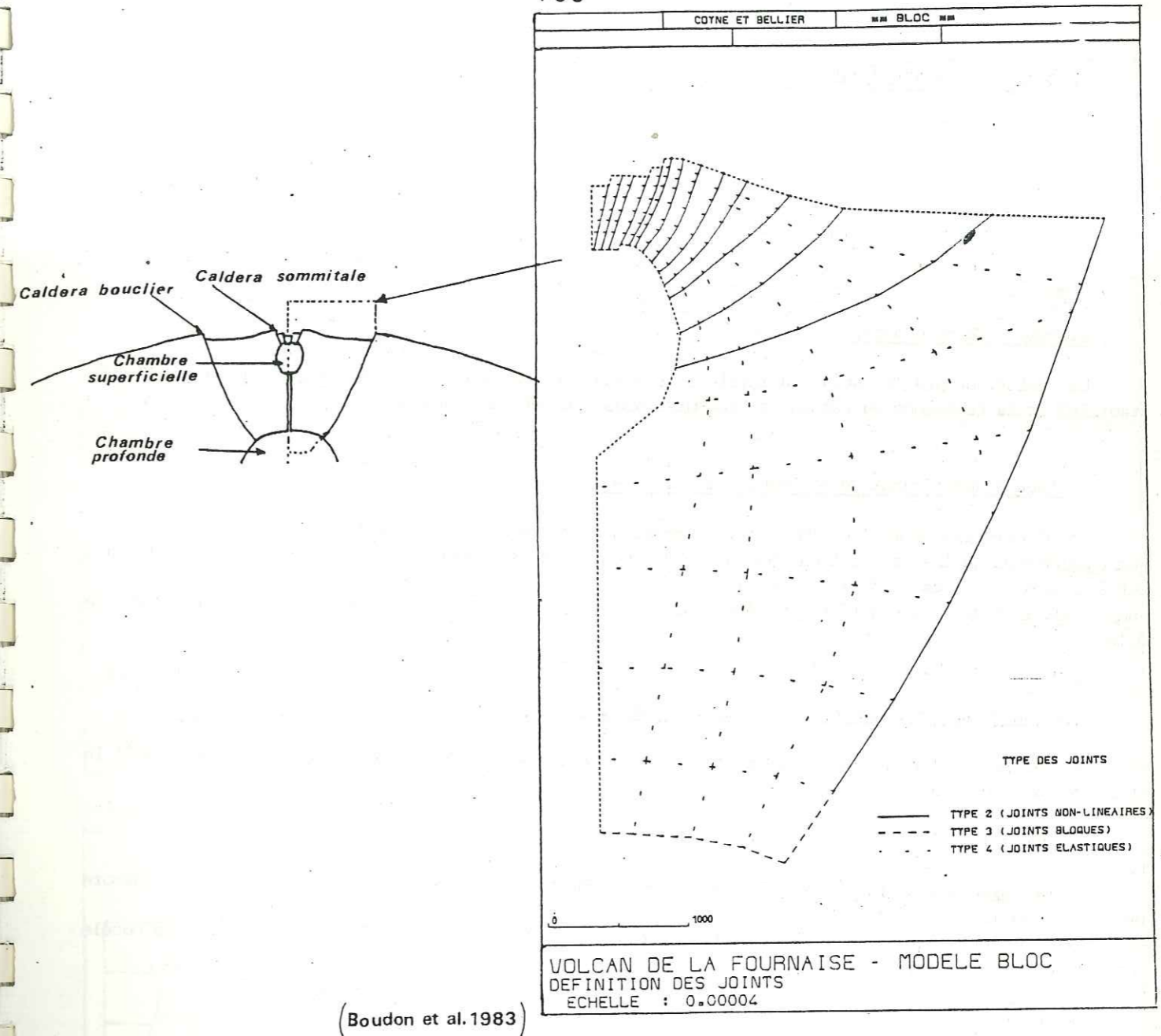
Section tirée de Paul (1985) et de Paul et al. (sous presse).

La modélisation du glissement de flanc lors de l'éruption du Mt St Helens en 1980 peut nous servir de comparaison avec les phénomènes observés sur nos volcans basaltiques. Le modèle Bloc est plan en raison de la non symétrie de la structure (et du traitement difficile en 3-D). Les principales discontinuités géologiques ont servi à délimiter les blocs (fig.90).

Tous les joints suivent une loi élastique non linéaire suivant la normale et élasto-plastique avec friction suivant le déplacement tangentiel. Les constantes et paramètres mécaniques sont:

$E=30000\text{MPa}$ $\nu=0,3$ $d=2,2$ $\text{tg}\phi=0,5$
 $\text{tg}\phi=1.$

Le chargement du modèle s'est fait par incréments de pression due à l'intrusion magmatique. L'activité sismique a également été modélisée par une accélération horizontale variant de 0,05 à 0,5g.



(Boudon et al. 1983)

Fig. 89 Caractères géométriques et conditions aux limites du modèle BLOC Fournaise.

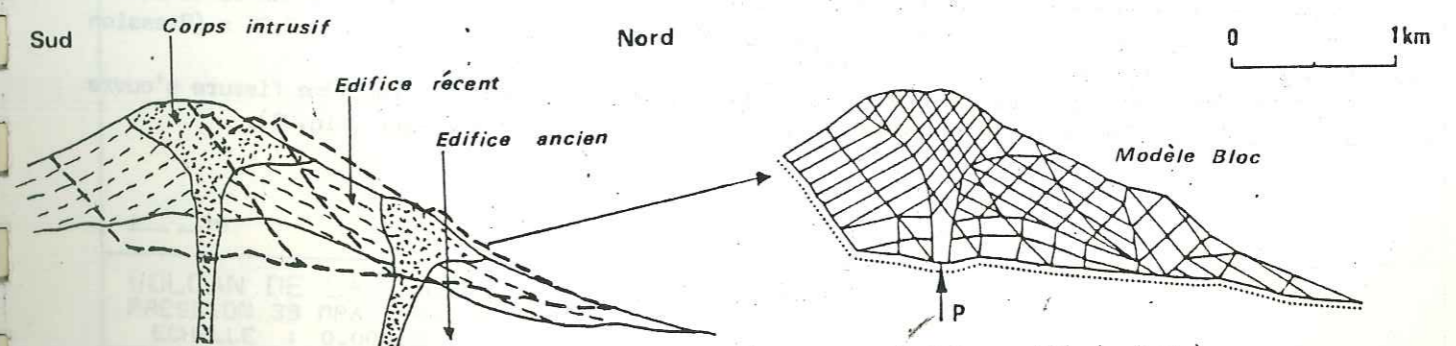


Fig. 90 Caractères géométriques et maillage du modèle BLOC Mt St Hel ens. (Paul, et al.)

3) RESULTATS DU MODELE FOURNAISE

Les résultats sont tirés du rapport PIRSEV de Boudon.

a. Etape 1-Poids propre.

Le poids propre a servi à initialiser l'état de contraintes dans la structure, de vérifier sa stabilité et la cohérence du réseau de fractures sous l'effet de gravité.

b. Etape 2-Remplissage de la chambre magmatique.

La déformation du modèle lorsque la chambre magmatique est pleine montre:

- un abaissement de la surface topographique (50cm sur l'axe de symétrie) reliée à la poussée de la lave sur les parois verticales de la chambre.
- un résultat tout à fait différent a été observé pour le modèle élastique qui montre un soulèvement de 0,1m.

c. Etape 3-Augmentation de la pression magmatique

A partir de l'étape 2, la pression magmatique a été augmentée par incrément de 1 MPa jusqu'à la ruine de la structure.

Scénario 1

La pression est appliquée sur les parois de la chambre. Une fissure s'ouvre au toit de la chambre pour une pression de 26MPa (fig.91). La ruine de la structure intervient pour une pression de 39MPa (fig.92). Il est à noter que le modèle n'est plus en équilibre.

Scénario 2

A partir de l'étape $P = 26\text{MPa}$ une pression est appliquée par incréments dans le joint qui vient de s'ouvrir. Tout en continuant à faire augmenter régulièrement la pression dans la chambre. Un incrément de pression dans le joint = $0,5 \times (\text{Pression magmatique} + \text{Pression hydrostatique})$. A $P = 28\text{MPa}$, un second joint s'ouvre (fig.93). A $P = 29\text{MPa}$ et 1 incrément de pression dans la seconde fissure, la ruine de la structure intervient (fig.94).

Scénario 3

A partir de l'étape $P = 26\text{MPa}$ la pression dans la chambre reste constante tout en continuant à appliquer des incréments de pression dans le joint. Un incrément de pression = $0,25 \times (\text{Pression magmatique} + \text{Pression hydrostatique})$ entre le haut et le bas de la fissure).

Au troisième incrément de pression dans la seconde fissure, une troisième fissure s'ouvre (fig.95). Au quatrième incrément de pression, la ruine de la structure intervient (fig.96).

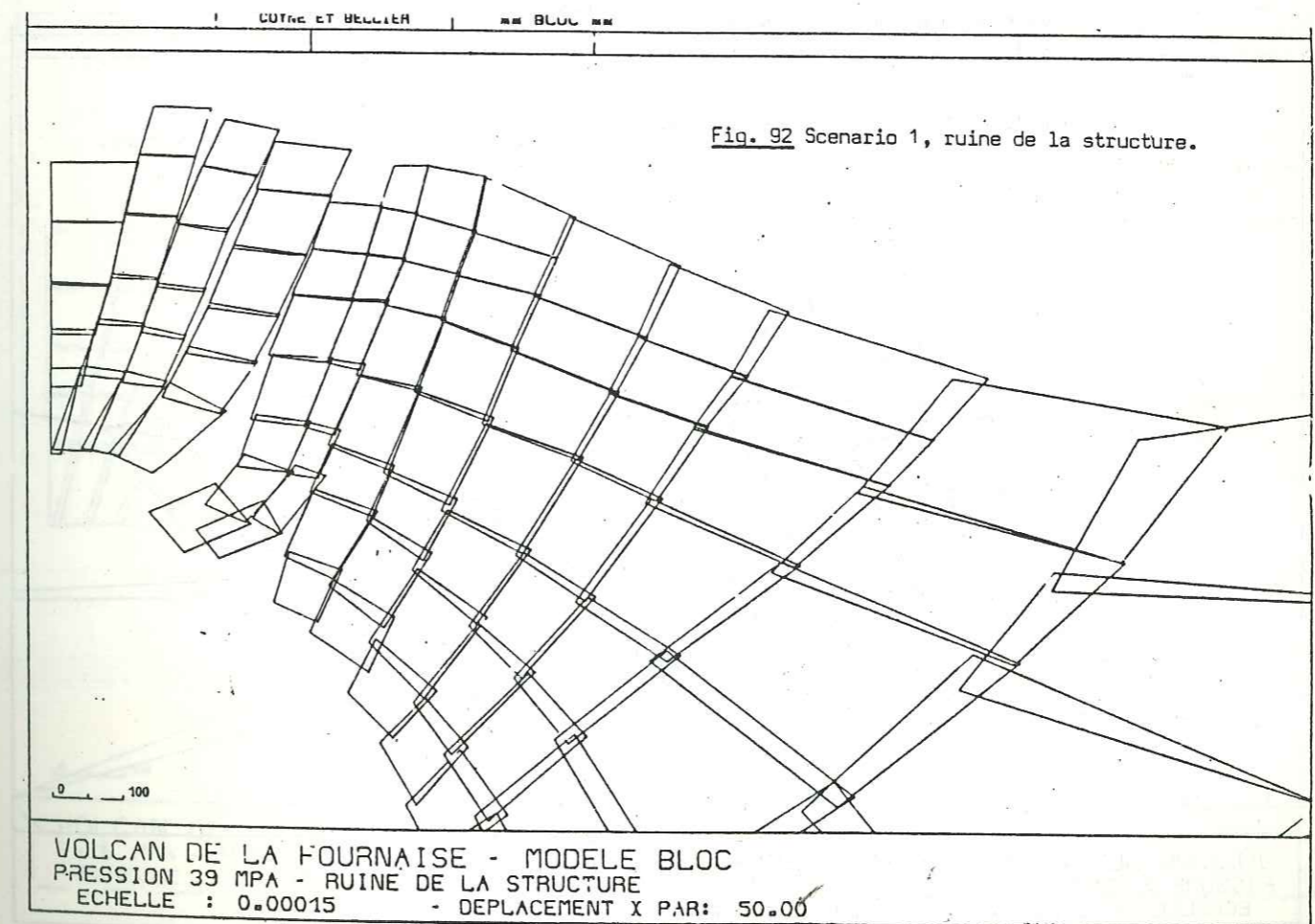
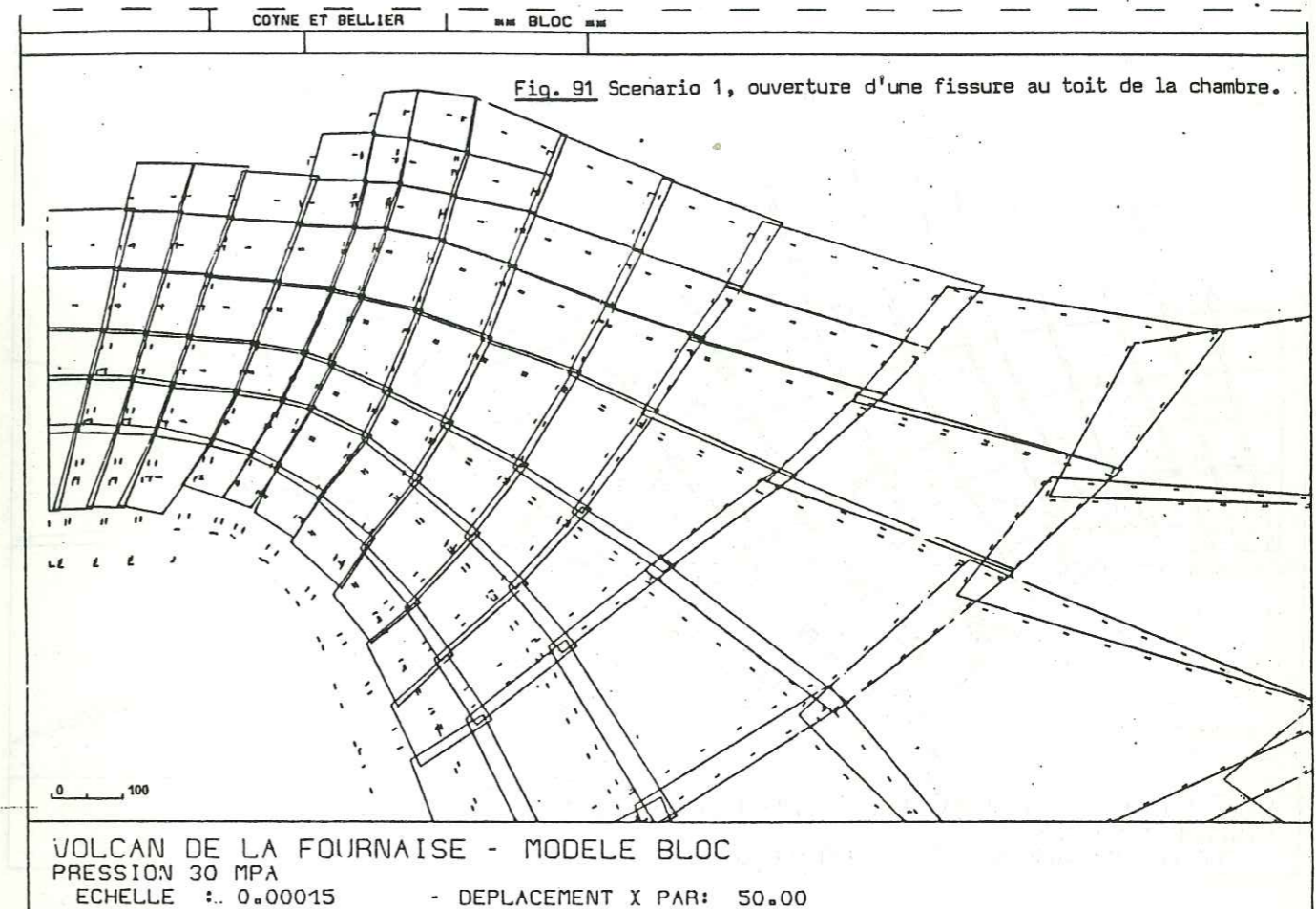
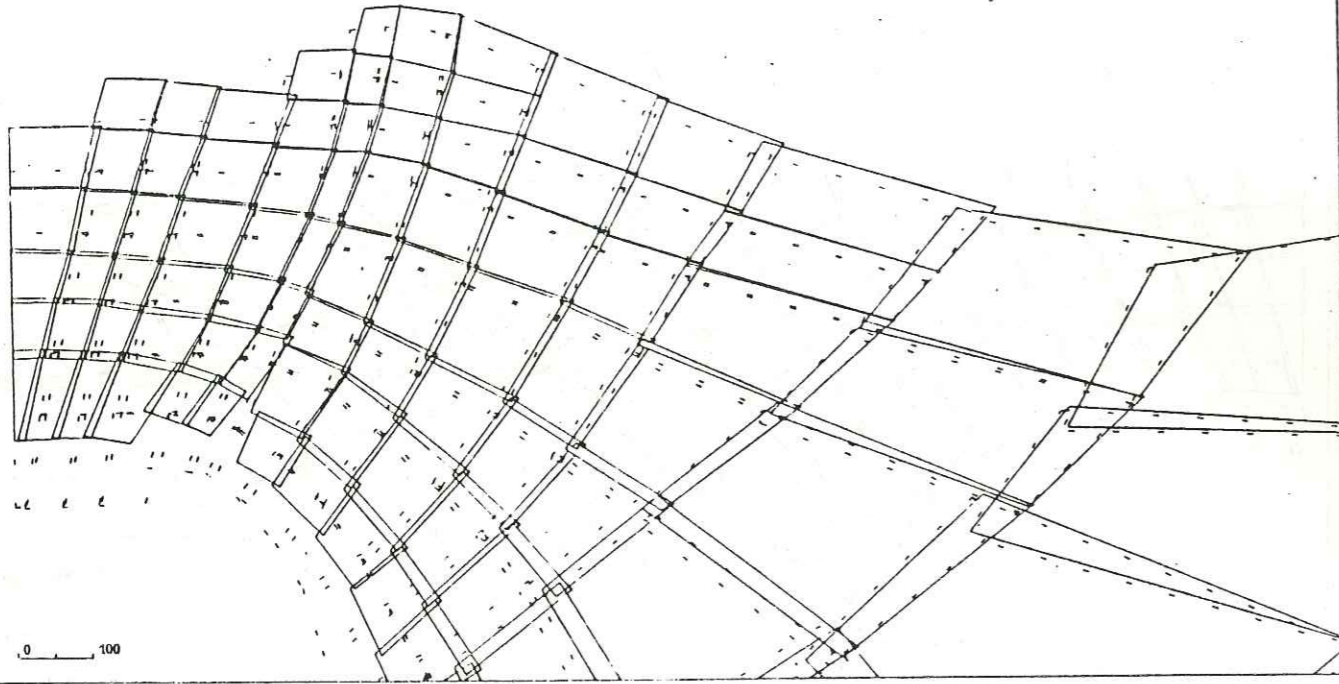
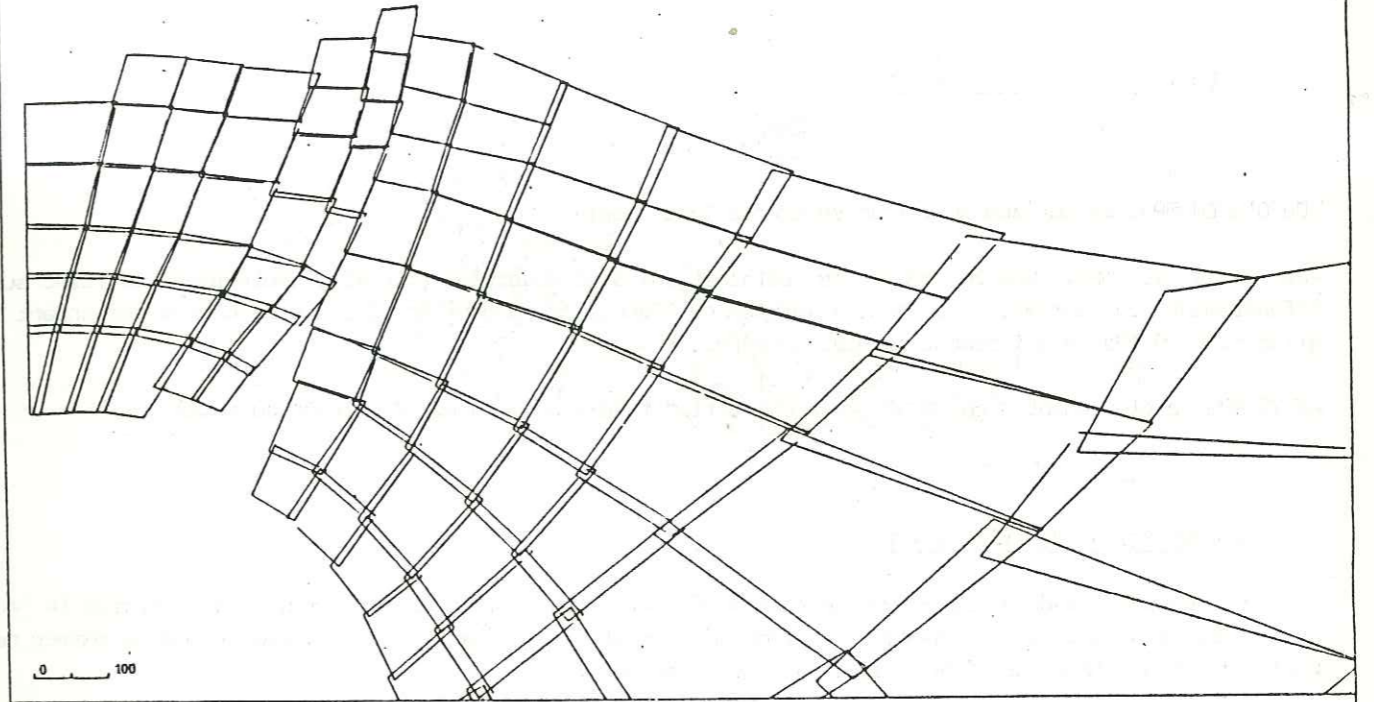


Fig. 93 Scenario 2, pression dans le joint.



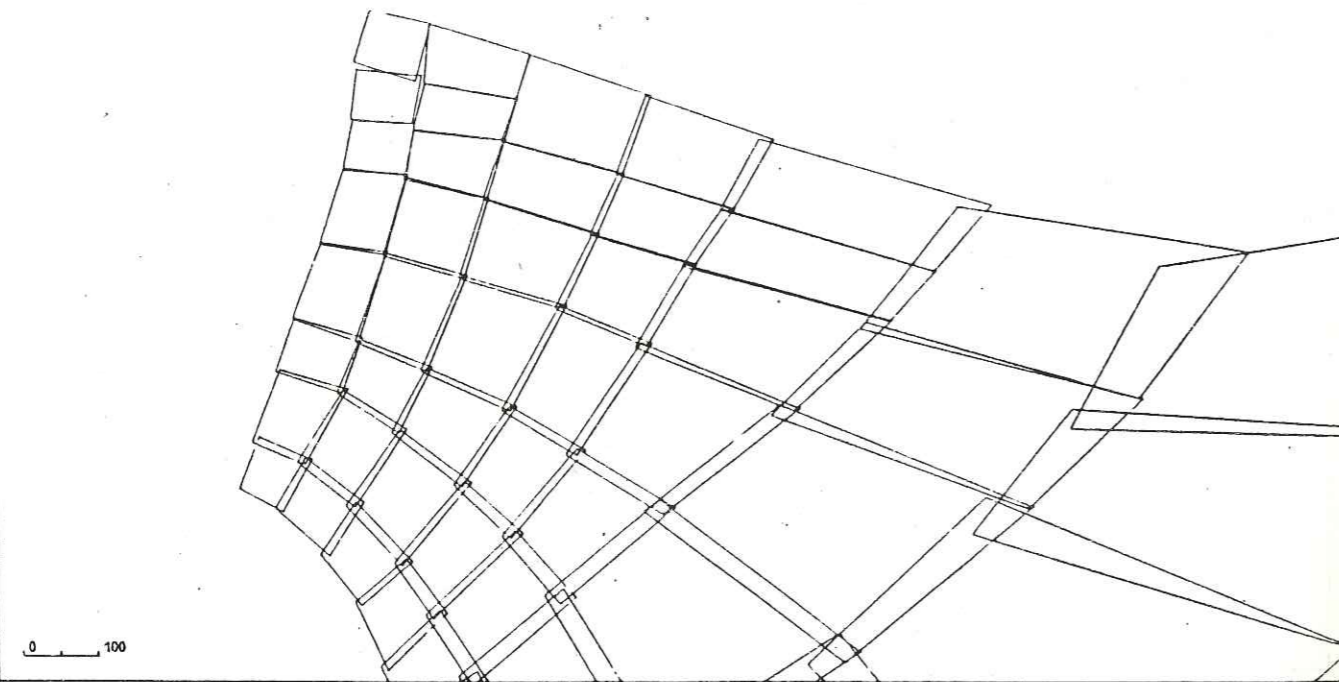
VOLCAN DE LA FOURNAISE - MODELE BLOC NO.
 FISSURE A 28 MPA
 ECHELLE : 0.00015 - DEPLACEMENT X PAR: 50.00

Fig. 95 Scenario 3, pression dans le joint et arrêt de pression dans la chambre.



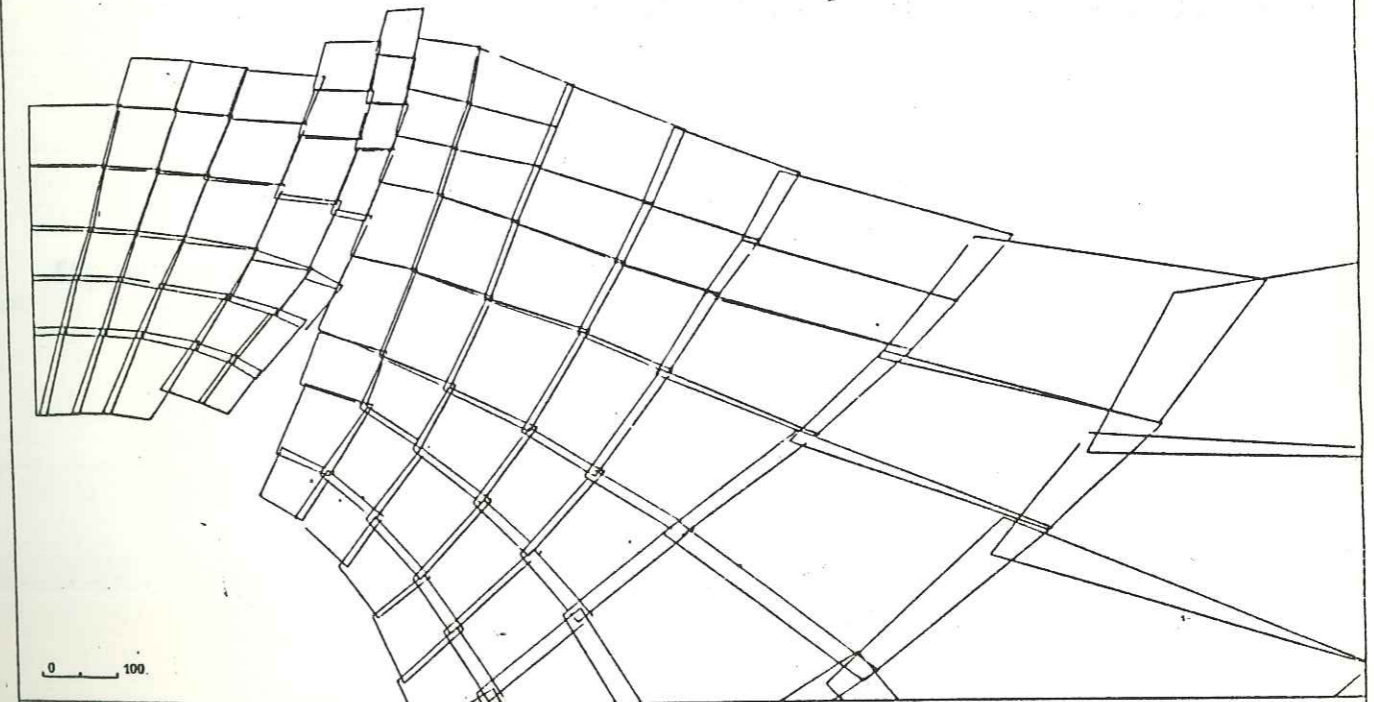
VOLCAN DE LA FOURNAISE - FISSURE 2
 P=26 MPA - P DANS JOINTS 253 ET 254 - RUINE DE LA STRUCTURE
 ECHELLE : 0.00015 - DEPLACEMENT X PAR: 50.00

Fig. 94 Scenario 2, ruine de la structure.



VOLCAN DE LA FOURNAISE - MODELE BLOC NO.
 FISSURE A 29MPA
 ECHELLE : 0.00015 - DEPLACEMENT PAR: 50.00

Fig. 96 Scenario 3, ruine de la structure.



VOLCAN DE LA FOURNAISE - FISSURE 2
 P=26 MPA - P DANS JOINTS 253 ET 254 - RUINE DE LA STRUCTURE
 ECHELLE : 0.00015 - DEPLACEMENT X PAR: 50.00

4) RÉSULTATS DU MODELE MT ST HELENSa. Coefficient de friction= 0,5

Deux phases de déformation sont observées lorsque la pression magmatique augmente:

-De 0 à 60 MPa. La surface du volcan se gonfle légèrement.

-De 65 à 90 MPa. Quatre zones de déformation sont observées (fig.97): soulèvement du flanc sud, effondrement du sommet, les pentes hautes du flanc nord se gonflent, les pentes basses commencent à glisser. A 90 MPa le glissement complet s'opère.

-A 75 MPa le glissement s'opère si une accélération faible de 0,1g est appliquée au modèle.

b. Coefficient de friction= 1

Le nouveau modèle se comporte très différemment du premier. La friction rend difficile le jeu tangentiel des joints et empêche le flanc Nord de glisser. A haute pression magmatique le sommet de l'édifice se gonfle et des fractures s'ouvrent en surface.

c. Variation de la direction de pression.

Dans le modèle de la figure 97 le fait que la structure soit bloquée au sud induit automatiquement un glissement du flanc Nord.

Un deuxième modèle a été généré avec le flanc sud libre et une poussée de magma oblique (fig.98). Les résultats observés sont similaires au modèle précédent.

Fig. 97 Déplacement des blocs lorsque le modèle est bloqué au Sud et subit une pression verticale. Coefficient de friction de 0,5.

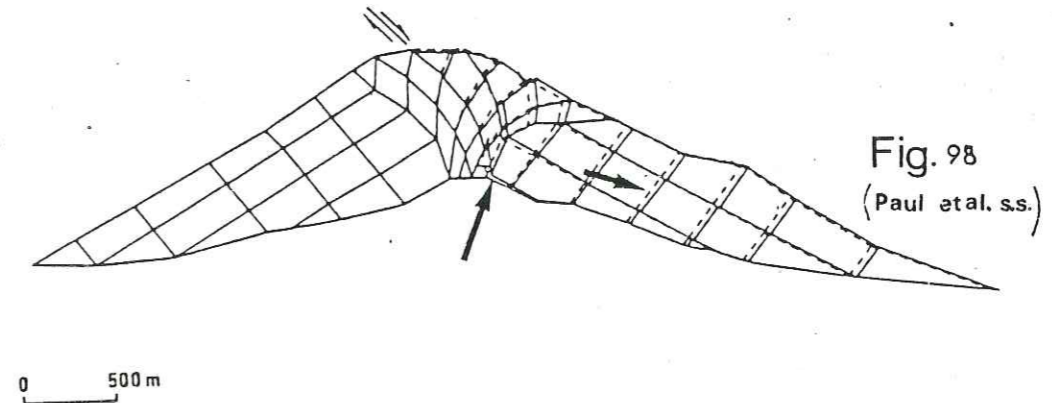
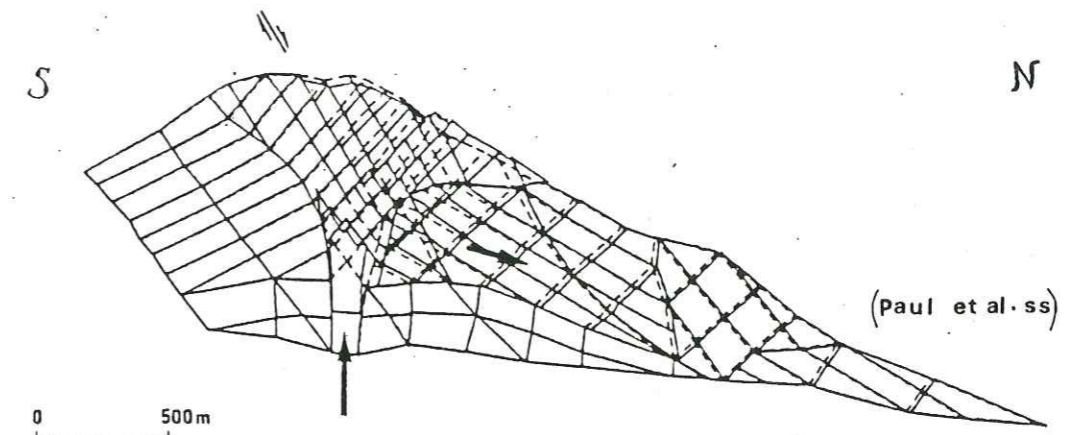


Fig. 98 Déplacement des blocs lorsque le modèle n'est pas contraint au Sud et subit une poussée oblique.

III^{me} partie

Discussion et applications

Nous allons confronter les modèles géologiques avec les modèles de répartition des contraintes en simulation numérique. Nous discuterons les divergences et convergences de l'un à l'autre et en tirerons les conclusions sur les caractéristiques de la source (surtout géométriques pour l'instant).

Pour analyser les convergences ou les divergences existantes entre observations (ou assomptions) géologiques et simulation numérique il est nécessaire d'introduire un troisième atout dans notre étude: les données de mécanique des roches. Ceci constituera le premier chapitre de cette discussion.

Les deux modèles numériques et leurs applications font l'objet des deux chapitres (II et III) suivants:

Le modèle élastique linéaire s'adapte bien à l'étude de la structure générale interne des volcans. Ainsi en plus des édifices étudiés de nombreux volcans peuvent bénéficier d'une approche similaire. Non seulement les volcans terrestres mais aussi les volcans des autres planètes représentent un terrain d'application remarquable.

Le modèle BLOC (en milieu discontinu) s'adapte mieux aux études dynamiques et de propagation de fissures. Il trouve un champ d'application très approprié dans la surveillance mécanique des volcans.

CHAPITRE I: LES CONDITIONS DE LA RUPTURE ELEMENTS DE MECANIQUE DES ROCHES

Nous ne sommes malheureusement en possession d'aucune mesure in situ ou en laboratoire sur le comportement mécanique de la roche (résistance à la compression, à la traction ou au cisaillement) dans les édifices étudiés. Ces données nous permettraient de prévoir le type de rupture dans le milieu sous l'action des contraintes calculées, et de le comparer avec le modèle géologique. Seuls les critères de base, théoriques et expérimentaux, de mécanique des roches, et qui sont exposés dans Jaeger et Cook (1969), seront donc utilisés. Ces critères sont résumés dans ce chapitre.

Vu la complexité du problème en trois dimensions, nous avons été amenés à établir nos propres critères de rupture. Ceux-ci sont exposés en fin de chapitre.

1) DESCRIPTION DU MILIEU QUE CONSTITUE UN VOLCAN BASALTIQUE

Un volcan basaltique est constitué d'une alternance:

- de coulées solides pluridécimétriques à plurimétriques, présentant des fissures de retraits verticales délimitant des blocs décimétriques à métriques.
 - de coulées de blocs scoriacés (type "aa") de grosseur décimétrique à métrique.
- Il s'agit donc d'un milieu discontinu très fissuré.

Considéré à l'échelle du volcan (plurikilométrique), ce milieu s'apparente à un assemblage de "grains" (décimétriques à métriques). Il peut donc être considéré à cette échelle comme homogène et continu (Fig.99a). Ceci a été adopté comme assumption de base dans notre travail de simulation numérique.

A l'échelle de l'affleurement le milieu peut être défini comme un assemblage de blocs délimités en haut et en bas par les limites de coulée, et latéralement par les fissures de retrait (Fig.99b). L'intrusion du liquide magmatique dans ces discontinuités pourra engendrer un phénomène de fracturation hydraulique.

2) LES TYPES DE RUPTURE SUR ECHANTILLONS DE ROCHES

Les tests sur échantillons de roche en laboratoire sont couramment faits grâce à une grande variété d'appareils, du plus simple au plus compliqué. Il est très important de connaître et de pouvoir discuter du rôle que joue l'outil expérimental (géométrie, contact) dans le comportement cassant des roches.

a. La compression uniaxiale

Le mode de rupture dans les tests de compression uniaxiale n'est pas très défini en raison de phénomènes annexes dus essentiellement au type d'appareil utilisé, à la nature du contact roche-mâchoire ou à la forme de l'échantillon. Selon la méthode il peut apparaître soit une cassure longitudinale soit une cassure longitudinale couplée avec des fractures cisailantes (Fig.100a).

b. La traction uniaxiale

Les mesures de résistance à la traction des roches ne sont pas couramment faites. Les résultats dépendent d'un assez grand nombre de variables et de phénomènes qu'il est difficile de contrôler: uniformité de la traction sur la section, forme de l'échantillon, défauts mineurs en surface de la roche. Un nombre important de tests doit toujours être mené et suivi d'un traitement statistique des données. En général l'échantillon se casse en deux selon un plan perpendiculaire à la contrainte extensive (Fig.100b). Il y a formation de fissure en tension.

c. L'essai triaxial

L'essai "triaxial" correspond en fait à un type de test où les deux contraintes principales horizontales sont égales et s'assimilent à une pression de confinement. Ces expériences s'avèrent être les tests les plus utiles dans l'étude des propriétés mécaniques des roches.

Dans des conditions de confinement nul ou très faible, la roche casse en général le long d'un plan de fracture cisailant faisant un angle peu important avec la direction de contrainte principale maximale (verticale) (Fig.100c). Cet angle a tendance généralement à s'accroître avec l'intensité des contraintes appliquées.

A mesure que la pression de confinement s'accroît le degré de déformation ductile augmente avec apparition d'une multitude de plans de glissement conjugués (Fig.100d). L'échantillon prend la forme d'un tonneau.

Il est possible également, à partir d'expériences particulières, de donner une valeur de confinement supérieure à la pression axiale. Dans ce type d'essai des fissures en tension se développent (Fig.100e).

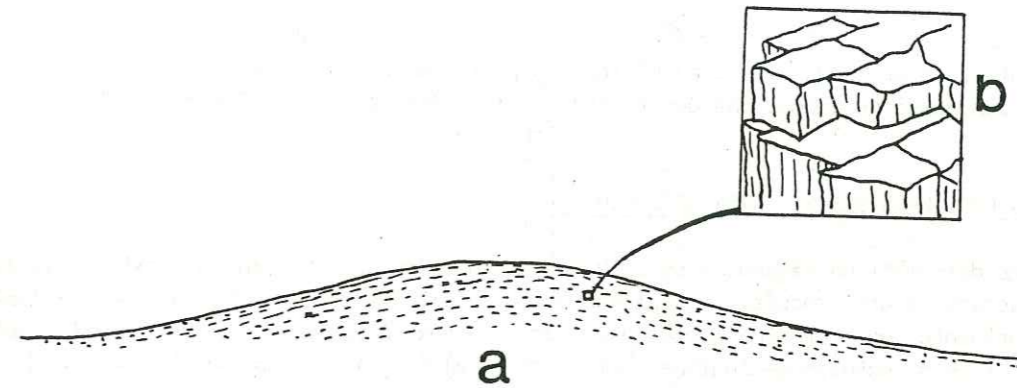


Fig. 99 Un volcan est un milieu très fissuré mais régulièrement. Il peut être considéré comme continu à l'échelle kilométrique (a) mais discontinu à l'échelle décimétrique (b).

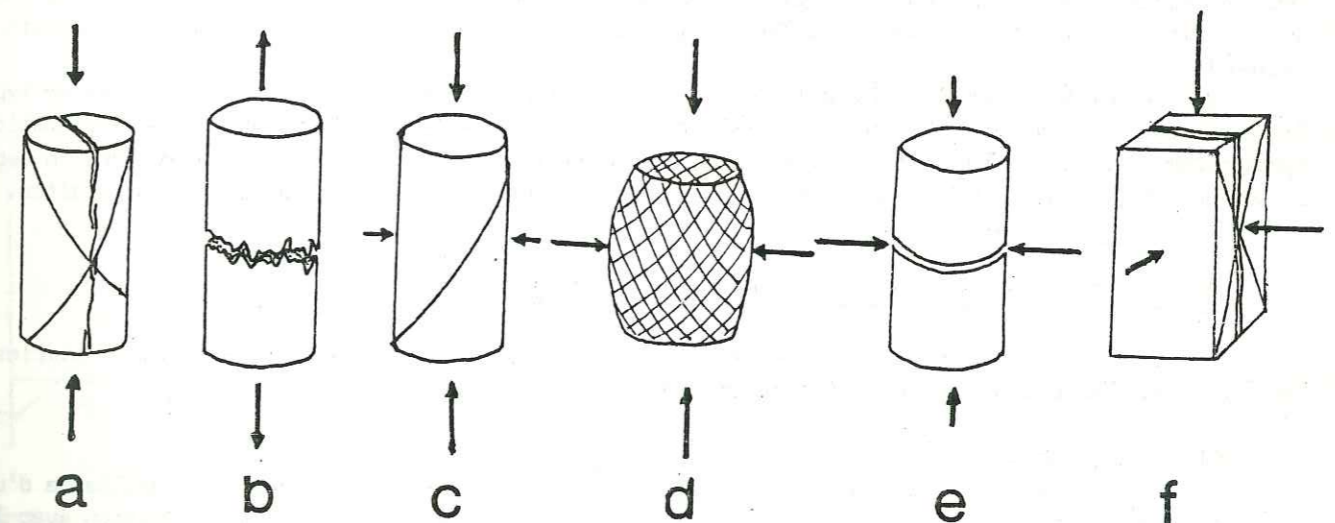


Fig. 100 Essais expérimentaux de rupture des roches sur échantillons en laboratoire (synthétisé d'après Jaegger et Cook, 1969).

d. Les tests en contraintes polyaxiales

Le terme polyaxial se réfère à un type de test où les trois contraintes principales ont des valeurs différentes. Ces tests sont obtenus par application des contraintes sur les faces d'échantillons parallélépipédiques. Des expériences menées sur différents types de roche montrent l'apparition de fissures en tension perpendiculaires à la contrainte minimale ou bien l'apparition de plans de cisaillement parallèles à la direction de contrainte intermédiaire (Fig.100f). L'augmentation de la valeur de la contrainte intermédiaire provoque un accroissement de la résistance à la rupture de la roche.

En raison des problèmes inhérents au type de système expérimental utilisé, l'extrapolation du comportement des échantillons de roche au milieu géologique peut amener à des erreurs d'interprétation. C'est pourquoi il est bon aussi de donner une description de la fracturation des systèmes naturels.

3) GEOMETRIE DES FRACTURES DES SYSTEMES GEOLOGIQUES

Les marqueurs des déformations cassantes au sein de la croûte supérieure sont des failles le long desquelles un déplacement s'est produit. Ces failles sont en fait des zones de fractures cisailantes dont la direction présente un certain angle par rapport aux contraintes régionales principales (déduites à partir d'autres structures géologiques comme les plis) (Fig.101). (Vialon et al., 1976).

Deux types de fissure se rencontrent principalement dans ces zones de fractures. Les fissures de tension (T) sont des ouvertures allongées selon la direction de raccourcissement maximum, sans pour cela qu'il y ait traction latérale (comme sur échantillon de roche). Les fissures conjuguées de Riedel (R étant toujours mieux représenté que R') sont des cisaillements qui déterminent un jeu de blocs en coins. Les deux types de fissure (T et R) ne se rencontrent pas toujours au même endroit dans le massif rocheux.

En milieu volcanique les auteurs associent volontier les dykes à des fissures de tension parallèles à la direction de la contrainte principale (Robson et Barr, 1964; Nakamura, 1977; Gudmundsson, 1986). Il est vrai que, exception faite des limites de caldéras, les cisaillements et les fissures de Riedel ne sont que rarement observés dans les zones intrusives au sein des volcans. Chevallier (1979) décrit de tels phénomènes cisailants associés aux dykes du Piton des Neiges à la Réunion (voir Fig. 70), phénomènes qui seraient à relier aux effets de la tectonique régionale. Nous avons fait les mêmes observations à Maurice (Perroud, 1982) toujours en relation avec la tectonique régionale.

La prédominance de la fissuration en tension (le dyke) sur les fissures conjuguées de type Riedel, dans les milieux volcaniques, est certainement à mettre sur le compte de la fracturation hydraulique due aux fluides magmatiques, et qui va aider la propagation de la fissure en tension vers la surface. Mais pour cela les conditions de fracturation hydraulique doivent aussi être satisfaites.

4) LES CRITERES DE RUPTURE D'UN MATERIAU ISOTROPE HOMOGENE

Les critères de rupture des roches ont été formulés sur la base d'hypothèses physiques simples; Les plus utilisés sont les critères de Coulomb, Mohr et Griffith.

a. Le critère de Coulomb

Le concept physique du critère de Coulomb est que, dans la procédure de rupture cisailante d'un matériau, la contrainte cisailante qui agit dans le plan de rupture est en compétition avec la cohésion du matériau et la valeur de la contrainte normale au plan; Ce qui s'exprime par:

$$|T| = S_0 + \mu \sigma$$

où σ et T sont respectivement les contraintes normale et cisailante, S_0 est une constante due à la résistance au cisaillement du matériau, et μ est un coefficient de friction interne.

Ce critère s'exprime sous la forme de la fig. 102a, où la rupture est fonction de σ_1 et de σ_3 , C_0 est la résistance du matériau à la compression uniaxiale (fonction de S_0) et est déterminé à partir de la pente de la droite.

b. Le critère de Mohr

L'hypothèse physique de Mohr est que, lors d'une rupture cisailante, la contrainte normale au plan est fonction (non linéaire) de la contrainte cisailante dans le plan:

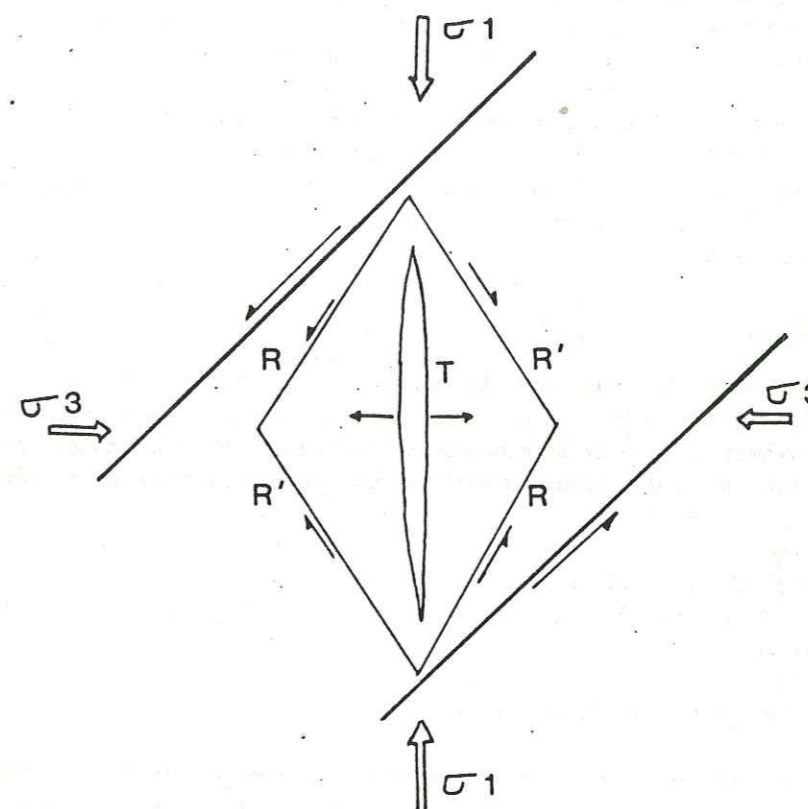


Fig. 101 Les principaux types de rupture associés à une zone de fracture en milieu naturel (d'après Vialon et al., 1976).

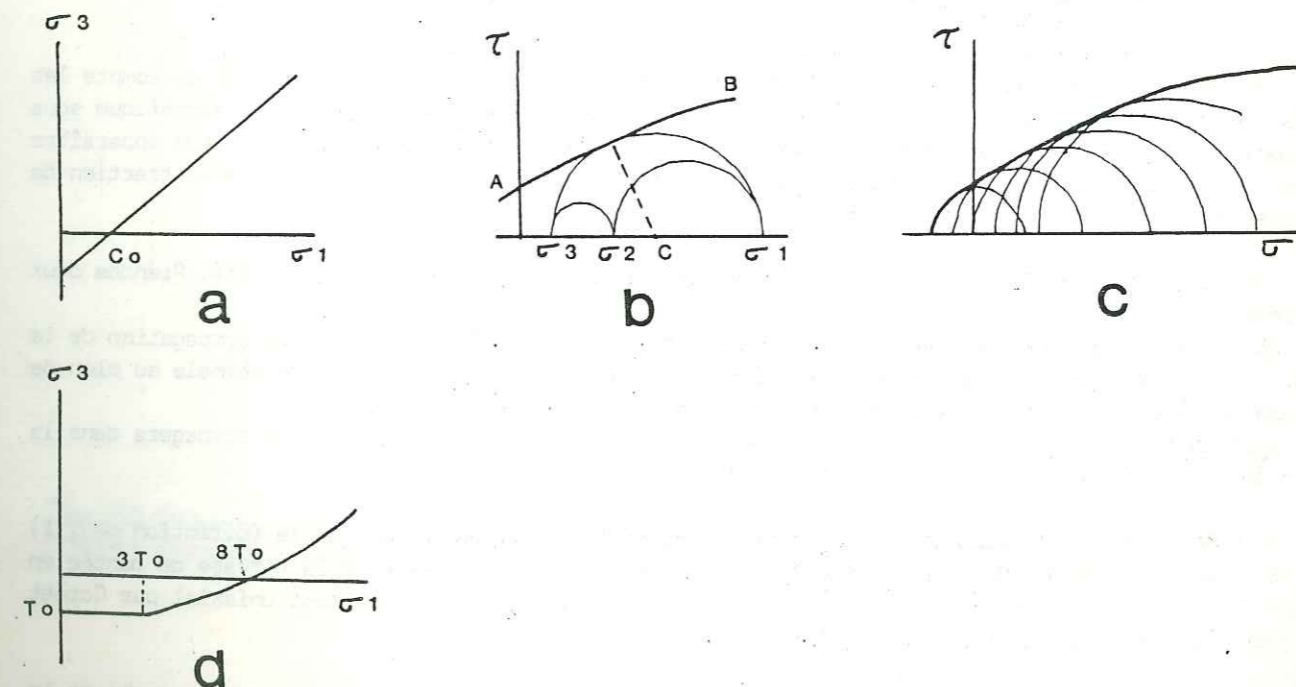


Fig. 102 Les critères théoriques de la rupture des roches. a, critère de Coulomb. b et c, critère de Mohr. d, critère de Griffith. (d'après Jaegger et Cook, 1969). Voir texte pour explication.

$$|\tau| = f(\sigma)$$

Cette relation est représentée par la courbe AB de la fig. 102b. La rupture aura lieu si le cercle de diamètre $\sigma_1 - \sigma_3$ et de centre C touche la courbe AB. L'angle que fera le plan de facture avec la direction de la contrainte principale σ_1 est fonction du coefficient de frottement interne du matériau.

Cette courbe doit être obtenue expérimentalement et représente l'enveloppe des différents cercles de Mohr correspondants à des conditions variées de contraintes (Fig. 102c). La forme de la courbe est généralement concave vers le bas. Ceci revient à dire que les roches résistent moins à la traction qu'à la compression et que l'inclinaison de la fracture par rapport à σ_1 s'accroît lorsque la contrainte moyenne $\frac{1}{2}(\sigma_1 + \sigma_3)$ augmente.

c. Le critère de Griffith

L'hypothèse physique de Griffith est que la rupture est causée par une concentration de contraintes à la terminaison des microfissures qui sont supposées affecter le matériau. La rupture a lieu lorsque la contrainte maximum près de la terminaison de la fissure la plus favorablement orientée atteint une valeur caractéristique du matériau. Ce critère est exprimé en terme de la résistance à la traction uniaxiale:

$$(\sigma_1 - \sigma_3)^2 = 8T_0(\sigma_1 + \sigma_3) \text{ si } \sigma_1 + 3\sigma_3 > 0$$

$$\sigma_3 = -T_0 \text{ si } \sigma_1 + 3\sigma_3 > 0$$

Ce critère est illustré par la courbe de la fig. 102.

Les critères de Coulomb, Mohr et Griffith tiennent compte uniquement du champ déviateur maximum ($\sigma_1 - \sigma_3$); Leur théories prédisent que la contrainte intermédiaire σ_2 n'aura aucun effet sur la rupture de la roche. C'est certainement le défaut majeur de ces théories. La contrainte intermédiaire introduit un effet de confinement supplémentaire qui jouera et sur le seuil de rupture de la roche (résistance de la roche sous contraintes triaxiales) et sur la réorganisation géométrique la plus avantageuse pour le milieu (type de fracture à prévoir).

5) LA FRACTURATION HYDRAULIQUE

Les critères de rupture et de géométrie, décrits précédemment, ne prennent pas en compte les effets mécaniques du magma. Ainsi, on considère une cavité fermée remplie de fluide magmatique sous pression; Sous l'effet de cette pression interne, un système de contraintes en traction peut apparaître en certains endroits dans le milieu. Lorsque ces contraintes dépassent la résistance à la traction de la roche, une fracturation apparaîtra; Elle porte le nom de fracturation hydraulique.

Les critères de fracturation hydraulique varient selon la géométrie de la cavité. Prenons deux exemples:

Pour une fissure (ex: un dyke) la pression interne du fluide nécessaire pour la propagation de la fissure dans la direction de σ_1 doit être supérieure à la somme de la contrainte normale au plan de fracture (σ_3) et à la résistance à la traction de la roche (T_0) (Fig. 103a).

Pour un cylindre (ex: une colonne magmatique) une fracturation radiale se propagera dans la direction de σ_1 lorsque l'on a l'inéquation de la fig. 103b.

Le contrôle de l'orientation de la fracture, soit par l'état de contrainte (direction de σ_1) soit le long de discontinuités préexistantes, est essentiellement fonction de la vitesse de montée en pression des fluides dans la roche. Ceci a été prouvé expérimentalement sur test uniaxial par Cornet (1977) et sur test triaxial par Gratier (1984).

Si la vitesse de montée en pression est rapide, la fracture recoupe les grains de la roche et le cylindre de roche peut même se fendre en deux si l'injection est très rapide (Fig. 104a).

Si la vitesse de montée en pression est lente, les fractures suivent les joints de la roche (Fig. 104b).

Le premier type de fracture est le plus couramment observé sur les volcans; Il indiquerait une vitesse de montée en pression et de propagation rapide des dykes intrusifs.

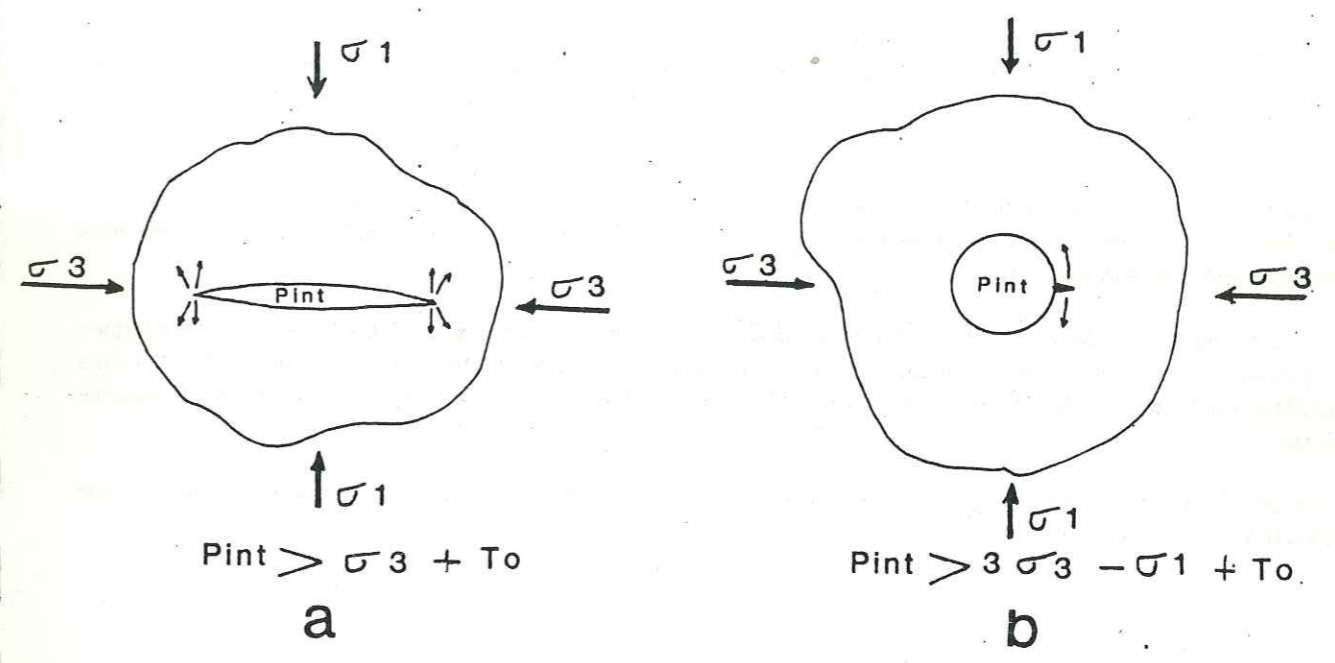


Fig. 103 Les critères théoriques de fracturation hydraulique (d'après Jaegger et Cook, 1969). a) fissure remplie de fluide. b) conduit circulaire rempli de fluide.

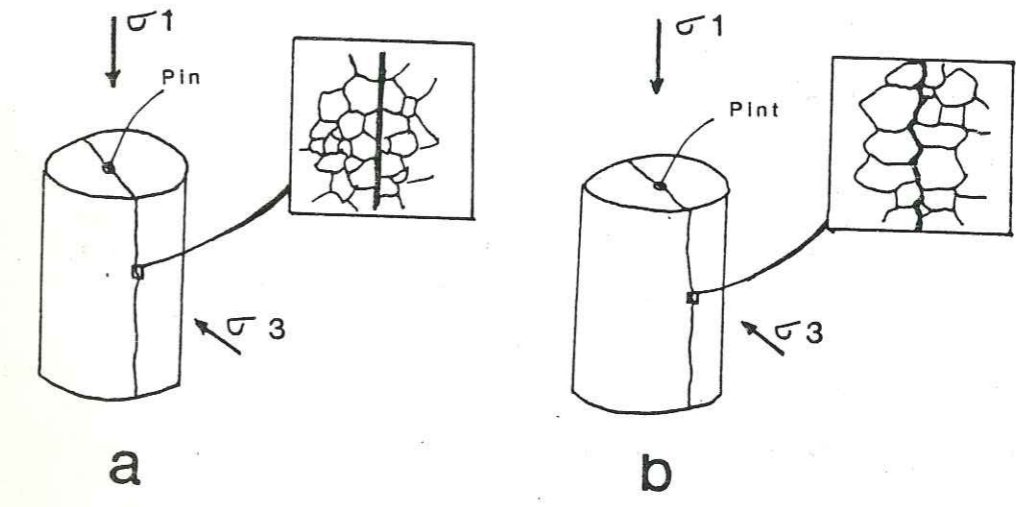


Fig. 104 Influence de la vitesse de la montée en pression des fluides sur la forme et la propagation de la fracture hydraulique (d'après Gratier, 1984). a) montée en pression rapide. b) montée en pression lente.

6) LES CRITERES UTILISES DANS NOTRE DISCUSSION

Ces éléments de mécanique des roches démontrent la complexité du problème des critères de la rupture et de sa géométrie, critères qui de plus ne tiennent pas compte de la porosité des roches et de la notion de contrainte effective.

Pour comparer notre modèle tectonique de volcan avec celui de la répartition des contraintes, et afin donc de juger des convergences et des divergences des deux, nous avons été amenés à concevoir nos propres critères. Ceux-ci sont élémentaires. Ils ont été établis dans un esprit de synthèse et sont basés sur ce qui est exposé plus haut.

Il est important de rappeler à ce niveau que ces critères ne sont pas là dans le but d'expliquer et de prévoir des types de fracture (une telle démarche amènerait sans aucun doute à des erreurs d'interprétation) mais plutôt pour juger la part de la cohérence ou de l'aberration dans notre modèle géologique.

Les différents critères mécaniques de rupture, utilisés dans notre discussion, sont illustrés sur la fig.105.

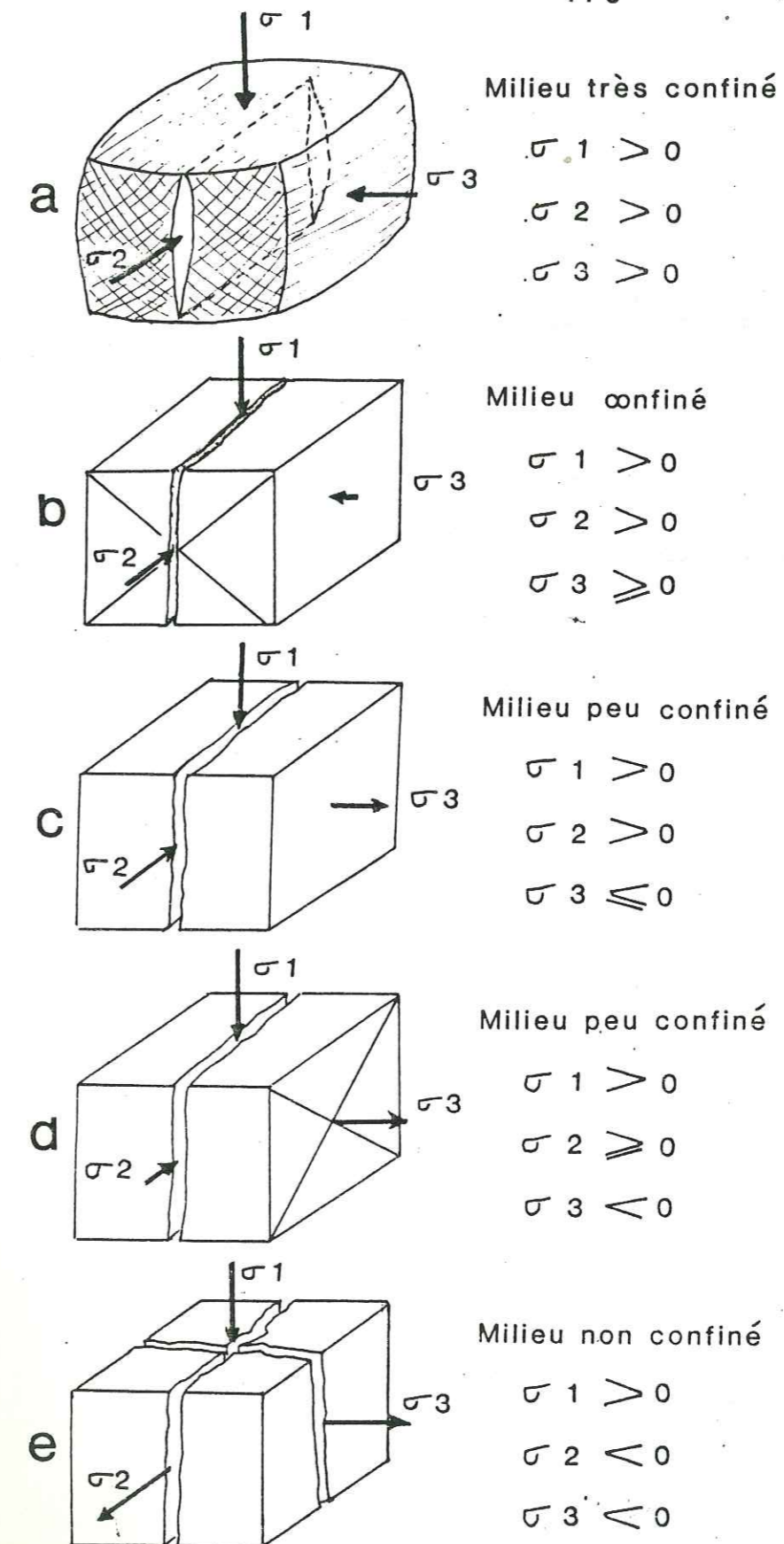


Fig. 105 Résumé et synthèse sur les éléments de mécanique des roches: nos critères de rupture (utilisés dans le chapitre suivant) pour un champ de contraintes en trois dimensions.

CHAPITRE II: LE MODELE ELASTIQUE LINEAIRE DISCUSSION - APPLICATIONS

Nous allons comparer chaque niveau structural du modèle géologique avec le champ de contraintes théorique correspondant obtenu par simulation numérique. La convergence ou la divergence des deux sont discutées en utilisant les critères de rupture définis sur la fig.105.

1) COMPARAISONS ENTRE MODELES GEOLOGIQUES ET SIMULATIONS NUMERIQUES

a. Le modèle de base isotrope (Fig. 106)

Au toit de la colonne les contraintes 2 et 3 sont extensives mais la contrainte 3 reste constante alors que la contrainte 2 est supérieure et s'accroît avec la pression magmatique. Ce champ de contraintes est en accord avec la formation d'une cassure conique pouvant délimiter une caldera sommitale accompagnée de fissuration radiale éventuelle (voir critère fig. 105e). Néanmoins les calderas sommitales (ou pit craters) ont généralement une forme plus cylindrique. L'étude élasto-plastique d'un milieu discontinu (comme le modèle Bloc) est certainement plus appropriée à ce genre de problème.

Le long de la colonne les contraintes 1 et 2 sont compressives, peu élevées, et forment un champ presque isotrope (leur valeur sont similaires). Elles varient assez peu avec la profondeur et sont constantes avec le chemin de chargement. La contrainte tangentielle 3 est largement extensive. Sur notre modèle géologique ce niveau structural correspond aux dykes hydrauliques radiaux. Il y a convergence avec le critère de la fig. 105b qui décrit une fracturation en extension facilitée par la pression fluide. Du point de vue mécanique le magma qui entrera dans une telle fracture sera aidé par une contrainte extensive perpendiculaire à son plan de propagation. Il ne devra donc excéder que la résistance à la traction de la roche. Les conditions sont satisfaites pour la formation de fractures radiales hydrauliques. Si l'on considère la trajectoire de la contrainte 1, la propagation de tels dykes serait horizontale dans les parties hautes de l'édifice et oblique au pied de la colonne; Néanmoins cette dernière interprétation est appuyée que dans le cas d'une montée en pression rapide des fluides (voir fig. 104b).

Dans la zone de transition entre le toit et le mur latéral de la chambre la situation est un peu plus complexe. La contrainte principale 1 est compressive et s'accroît avec la pression magmatique. La contrainte principale 2 est très légèrement extensive ou nulle et devient rapidement légèrement compressive en s'éloignant de la limite de la chambre. La contrainte principale 3 est extensive. Sur le modèle géologique c'est la zone où sont générées les fractures coniques cisailantes et les fractures radiales latérales alimentant un grand nombre d'éruptions stromboliennes au pied du cône central. Le champ de contraintes et le critère de rupture correspondant (fig. 105d) convergent vers ce modèle. Puisque la contrainte extensive 3 est plus grande que la contrainte 2 l'alimentation sera radiale. D'un autre côté la différence d'intensité entre la contrainte 1 très compressive et la contrainte 2, oscillant autour de zéro et même légèrement compressive, favorisera la formation de fractures cisailantes dans le plan parallèle à la contrainte 3.

Sur les murs de la chambre la contrainte 1 est largement compressive et s'accroît beaucoup avec la pression magmatique. La contrainte tangentielle 3 est légèrement extensive et peut même s'annuler sur les flancs bas du mur. Les dykes qui alimentent les éruptions latérales peuvent être interprétés comme des fissures de tension du type décrit sur la fig. 105c ou d. Cela revient à dire que leur trajectoire est déterminée avant fracturation. Nous avons vu (fig. 65) que cette trajectoire était fonction du champ déviateur ($P_{magm} - P_{région}$). Les fractures cisailantes du modèle de la fig. 105c ont été signalées au Piton des Neiges (Chevallier, 1979, voir fig. 70).

Dans le coin inférieur de la chambre les contraintes 2 et 3 sont extensives et la contrainte 1 devient horizontale lorsque la pression régionale est appliquée au système. Le critère de rupture correspondant est illustré sur la fig. 105e. Ceci devrait résulter en un élargissement intense de la chambre, dû en fait à un simple phénomène de "coin", et la formation de sills avec soutirage intense de magma. Cela pourrait être une explication mécanique pour les éruptions de rift qui n'auraient lieu que pour des pressions magmatiques élevées et donc à la suite d'un remplissage de la chambre. Toutefois lorsque le coin de la chambre va s'élargir, il devrait tendre vers un état d'équilibre mécanique correspondant à un arrondissement de cette partie du réservoir magmatique. Ceci est d'ailleurs bien illustré dans le modèle thermique. D'un autre côté si il y a éruption rapide de rift, cet état mécanique peut ne pas être atteint et la chambre garderait sa forme en "coin". Aucune documentation géologique n'existe sur les racines des chambres magmatiques, qui permettrait de reconnaître une forme arrondie ou aigüe.

Au plancher de la chambre les trois contraintes principales sont compressives. La contrainte 1 est la plus élevée suivie par la 3 et la 2. Aucune observation géologique n'a été faite à ce niveau structural où l'on devrait s'attendre à un phénomène d'écrasement et de formation éventuelle de

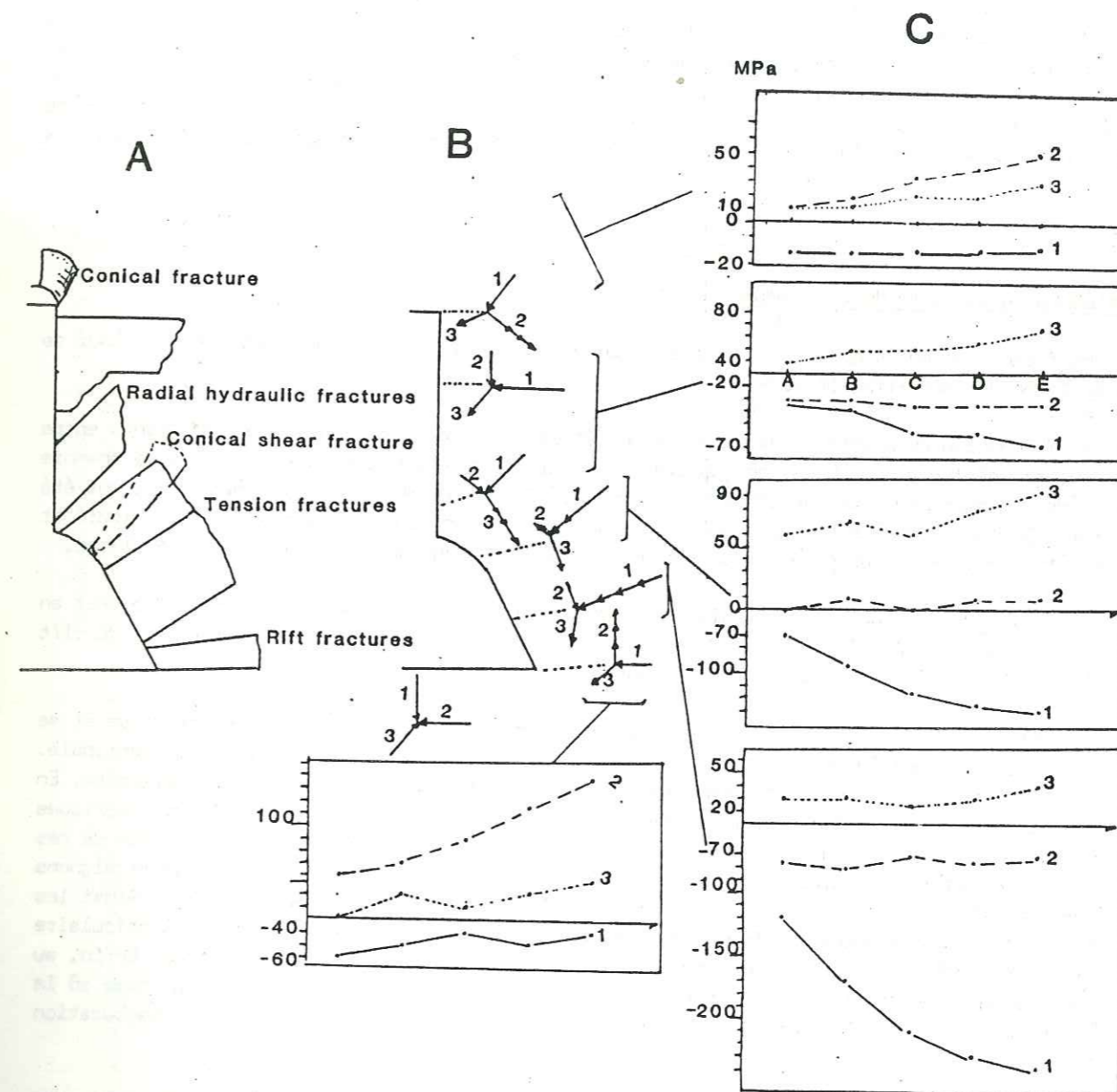


Fig. 106 Comparaison entre les différents niveaux structuraux du modèle géologique (A) et la distribution des contraintes par simulation numérique (B) en fonction du chemin de chargement (C).

fractures en tension horizontales (ex: fig.105a).

En conclusion, de bonnes convergences sont observées entre géologie et simulation numérique. Notre modèle d'organisation interne s'explique bien en terme de contraintes. La forme de la chambre est un facteur très déterminant dans la distribution des contraintes au sein d'un édifice volcanique. Les autres paramètres géométriques comme la profondeur ou la taille (que nous n'avons pas encore testés) sont très relatifs et ne présentent pas de bonnes tendances à trouver une solution unique au problème inverse qui est posé puisqu'ils dépendent essentiellement des pressions appliquées. Deux chambres de même forme situées à des profondeurs différentes donneront des résultats similaires avec des pressions appropriées.

b. Influence de la forme de la chambre

Pour confirmer ce qui vient d'être avancé discutons de la répartition des contraintes autour de la chambre en forme de laccolithe (fig.107).

Dans la discussion du modèle de base nous avons établi les points de convergence existants entre les trois pôles: géologie - champ de contraintes - critères de rupture. Notre exemple de chambre laccolithe n'est fondée sur aucune étude géologique précise. Puisque de bonnes convergences ont été obtenues pour le premier modèle nous pouvons essayer, en utilisant le champ de contraintes calculé et les mêmes critères de rupture, de proposer différents scénarii géologiques pour le modèle laccolithe.

Dans le coin de la chambre les trois contraintes principales sont en extension. Il ne peut en résulter qu'un élargissement important de cette région (critère 105e élargi). Une activité de rift serait l'expression géologique d'un tel champ de contraintes.

Sur les flancs de la chambre la contrainte principale 1 est fortement compressive et sa trajectoire est courbe, guidée par le champ déviateur créé par les pressions magmatique et régionale. La contrainte 2 s'annule ou devient compressive. La contrainte tangentielle 3 est compressive. En comparant avec le critère de la fig.105c (avec les contraintes 2 et 3 inversées) des fractures coniques cisailantes seraient sensées se former dans le plan contenant la contrainte 3. La forme de ces fractures coniques va suivre grossièrement la trajectoire en "vase" de la contrainte 1. Nous rejoignons ici la forme en "tromblon" préconisée par Vincent (1960) pour les cone sheets du Tibesti. Ainsi les fractures coniques de type Vincent seraient à mettre sur le compte d'une chambre de forme lenticulaire alors que les fractures de type Phillips seraient plus en accord avec notre modèle de base. Enfin, au fur et à mesure que ces fractures se propagent vers la surface elles vont rencontrer un champ où la contrainte 2 devient extensive. Elles pourraient donc s'aplanir en sill et se propager par fracturation hydraulique.

Au toit de la chambre les trois contraintes sont compressives avec 2 plus grand que 3. Une fracturation radiale en tension pourrait résulter d'un tel champ de contraintes (critère fig.105a). Là encore de telles fractures vont rencontrer une zone vers les niveaux supérieurs où les contraintes 2 et 3 sont extensives et pourraient alors former de sills.

En conclusion la répartition des contraintes change totalement pour des formes de chambre différentes. Nos applications en fin de chapitre sont essentiellement basées sur ce concept.

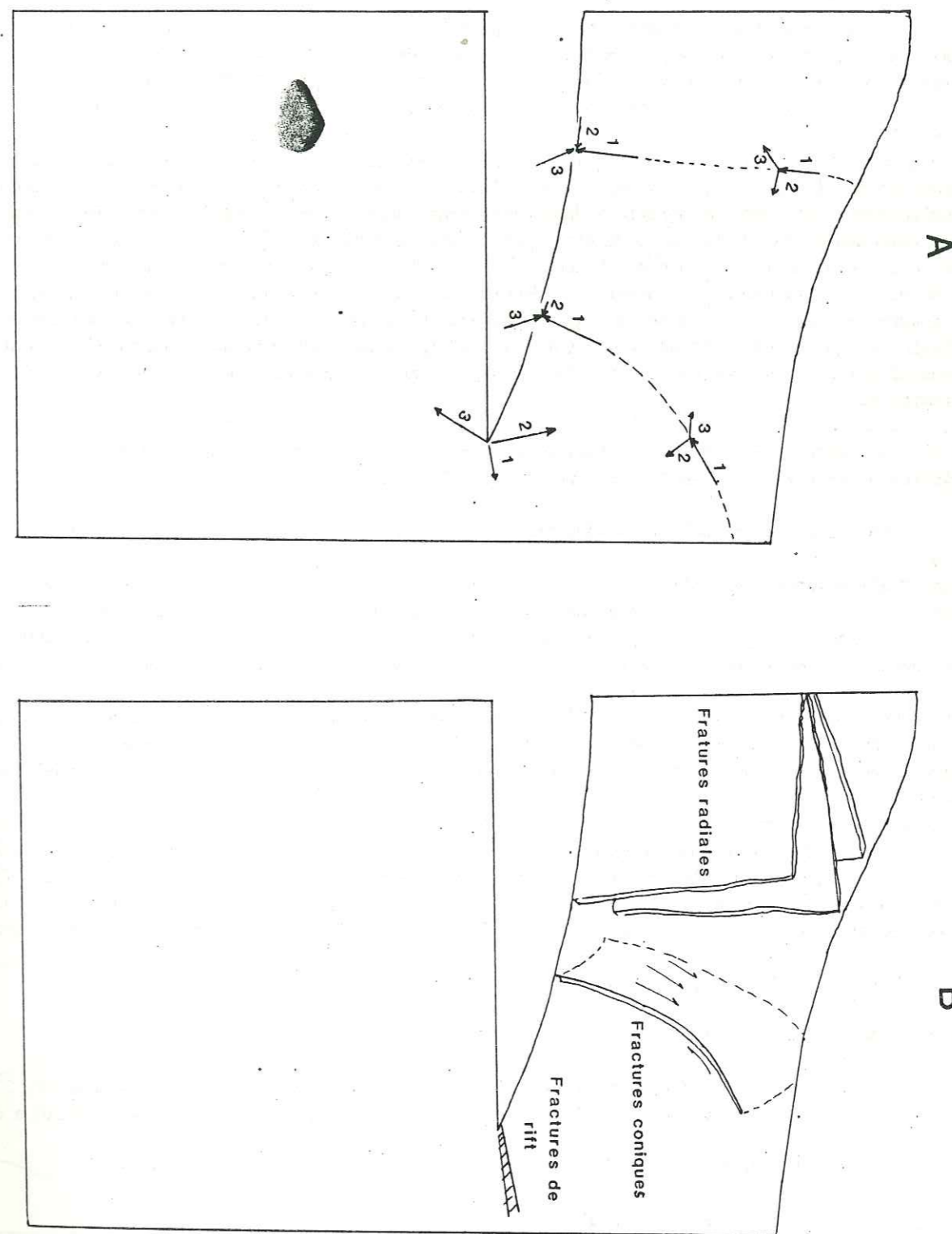


Fig. 107 Distribution des contraintes autour de la chambre laccolithe. Implication pour les structures à prévoir au sein de l'édifice volcanique.

c. Influence de la température

Si la température ne modifie pas la répartition des contraintes dans ses grandes lignes autour de la chambre, elle illustre par contre l'importance de l'anisotropie des milieux volcaniques. Ainsi, il existe dans le milieu deux zones: une chaude et une moins chaude. Dans la zone chaude ou zone "tampon" qui enveloppe la chambre magmatique, la température chute brusquement de 1200° à 400° (fig.108a). Le comportement de cette zone devrait s'apparenter à un comportement visco-élastique difficile à modéliser. Sur notre analyse élastique linéaire ceci se traduit par une diminution de l'intensité des contraintes (comparer par exemple les fig.61 à 63 avec les fig.79 à 81) et une augmentation des déplacements et des déformations dans cette zone (voir fig.82). Dans la zone moins chaude on observe une remontée de la valeur des contraintes et la création de véritables cellules d'inversion (fig.108a). On peut s'attendre à un comportement plus cassant du milieu. Le problème qui se pose en fait est où s'ouvrira la fracture en premier?, depuis la chambre vers la surface ou depuis une des cellules d'inversion vers la chambre et la surface?. Ceci pose également le problème des enveloppes de sismicité qui sont supposées représenter la taille de la chambre magmatique. Si l'on tient compte des considérations précédentes la taille de la chambre serait plus petite que celle de l'enveloppe de sismicité.

La température influence également sur les trajectoires des contraintes au sein de l'édifice. L'effet de gravité est bien plus marqué dans le cône avec le modèle chaud.

Les déplacements en surface sont très différents entre le modèle froid et le modèle chaud:

Les déplacements verticaux (fig.108b). Dans le modèle isotrope on observe un soulèvement important des pentes hautes du cône central par rapport à l'axe central et aux pentes basses du volcan. Dans le modèle anisotrope on observe par contre un affaissement général du massif par rapport au modèle isotrope et un soulèvement relatif des pentes basses par rapport aux pentes hautes du cône central.

Les déplacements horizontaux (fig.108c). Dans le modèle isotrope on observe une contraction des pentes basses du volcan (due à la pression régionale) mais pas de déplacements sur le cône. Dans le modèle anisotrope au contraire le cône se contracte alors que les pentes basses subissent une expansion.

Dans la section du mémoire consacrée aux calderas bouclier (première partie, chapitre II, section 5b) nous avons vu que le mécanisme d'affaissement aurait deux origines complémentaires: 1) baisse de pression dans la chambre et 2) rétrécissement du massif dû à la baisse de température. Un calcul simple nous permet d'argumenter l'influence de la température sur la formation des calderas bouclier:

Soit un édifice conique de 60km de diamètre et 4km de haut. Son volume est:

$$V = 30 \times 30 \times 3,14 \times 4 \times 1/3 = 3600\text{km}^3$$

Soit le coefficient d'expansion volumétrique de la roche utilisé dans notre analyse, $5 \cdot 10^{-6}/^{\circ}\text{C}$.

Soit un refroidissement de 200°C du massif. Ce qui donnera une expansion volumétrique de:

$$V_e = 5 \cdot 10^{-6} \times 200 = 10^{-3}$$

Le massif qui se refroidit subira une contraction de:

$$V \times V_e = 3,6\text{km}^3$$

Ce volume correspond à une structure cylindrique (ex: une caldera) de 7km de diamètre et de 0,1km de hauteur. Ce calcul ne prend pas en compte la distribution non linéaire des températures ni la contribution de la baisse de pression du magma.

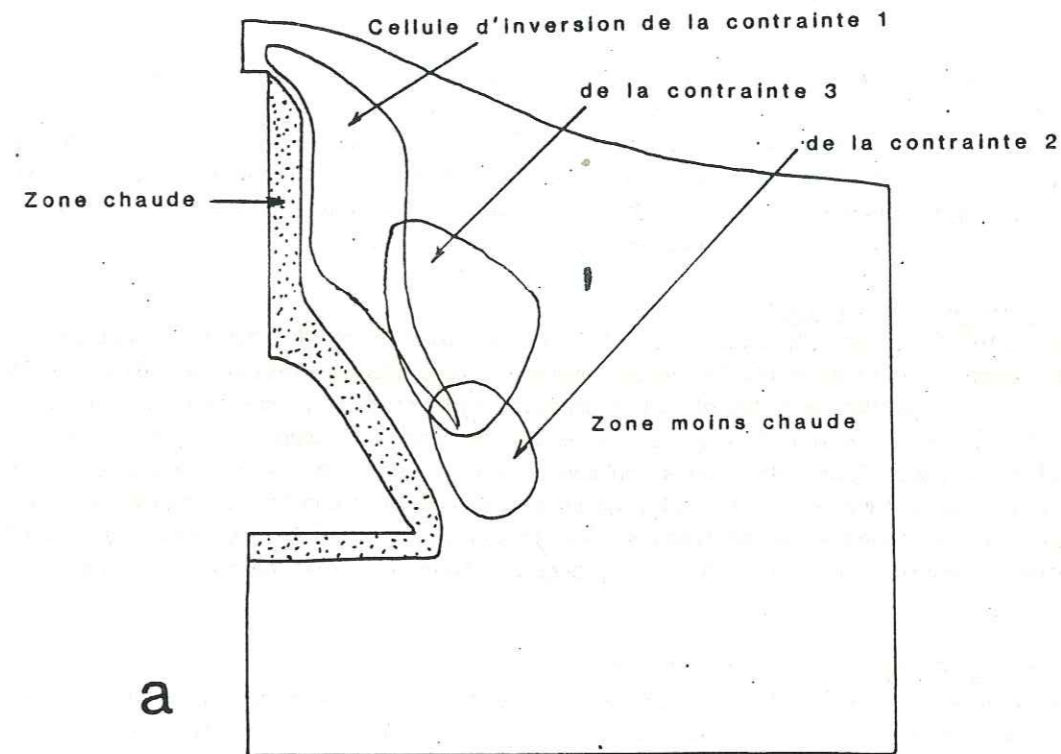
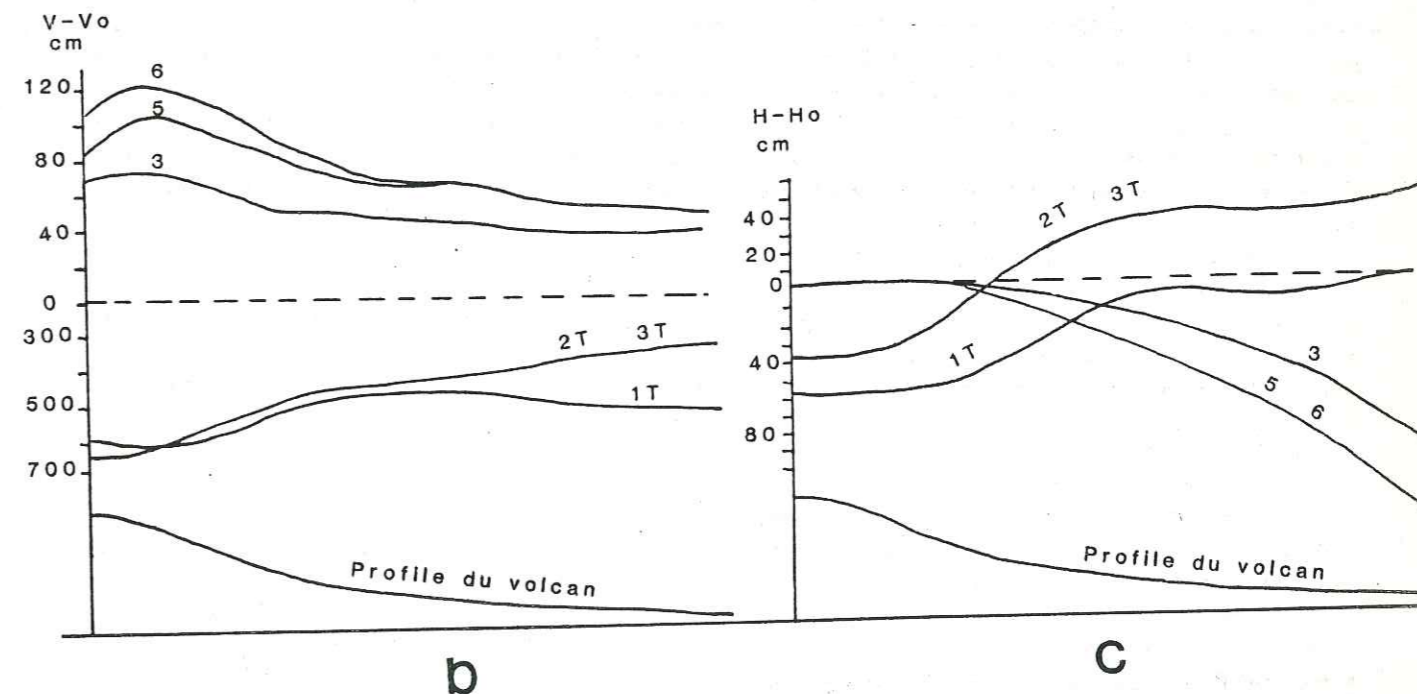


Fig. 108 Influence de la température sur la répartition des contraintes et les déplacements en surface.

a) individualisation de cellules d'inversion dans la progression de la valeur des contraintes au passage de la zone chaude à la zone moins chaude.



b) Les déplacements verticaux et c) les déplacements horizontaux en surface pour le modèle froid (ou isotrope) (combinaisons 3, 5, 6, voir résultats de calculs, chapitre II, deuxième partie), et pour le modèle chaud (ou anisotrope) (Mêmes combinaisons de chargement 1T=3, 2T=5 et 3T=6). V et H: déplacements absolus, V_0 et H_0 : déplacements dus au poids propre dans le modèle froid (voir fig. 39). Un déplacement horizontal positif indique une expansion, un déplacement négatif une contraction. En abscisse, distance du centre vers la périphérie du volcan. Le profil du volcan est donné en bas de chaque figure.

2) 1^{ère} APPLICATION: STRUCTURE INTERNE DES VOLCANS

Nous sommes maintenant en mesure d'appliquer le concept du problème inverse, exposé dans l'introduction de ce mémoire, afin de trouver les caractéristiques des sources magmatiques des volcans étudiés. Les structures observées sur ces différents volcans présentent des convergences et des divergences par rapport à notre modèle géologique testé du point de vue mécanique par une simulation numérique élastique linéaire. Ceci nous amène à proposer différentes formes de chambre et différents types d'organisation interne des édifices volcaniques (fig.109).

a. Le Piton de la Fournaise

C'est celui qui se rapproche le plus de nos modèles géologique et numérique de base qui en définissent bien le cycle éruptif. Ce cycle consiste en une réalimentation périodique de la colonne et résulte en un rééquilibrage constant entre pression hydrostatique, pression lithostatique, expansion magmatique (gaz) et pression régionale. En ce qui concerne les éruptions de rifts hors enclos, nous pensons qu'elles pourraient être dues non pas à la vidange de la chambre mais plutôt à un apport de magma nouveau depuis la chambre profonde. Ce remplissage exerce une forte compression sur les murs et le plancher de la chambre superficielle à la jonction desquelles une extension est observée d'où partiront les éruptions de rift. La structure du Karthala nous fait penser qu'il pourrait être de ce type.

b. Tristan da Cunha

La distinction très nette entre éruptions terminales et éruptions latérales stromboliennes et l'absence d'une activité de rift vont dans le sens d'une chambre plus profonde surmontée d'une longue colonne. Une cassure plus prononcée entre le toit et les murs de la chambre accentue encore cette discrimination et favorise la création de fractures coniques plus marquées et un soulèvement de cône central plus conséquent. Les murs latéraux sont peu développés favorisant moins la création de fissures latérales en tension. Le coin inférieur est arrondi empêchant toute extension et création de rift.

c. Marion

C'est celui qui présente le plus de divergences avec notre modèle de base. La première est la présence de deux réservoirs qui compliquent la structure. L'absence de cône central, d'éruptions terminales, de caldéra sommitale mais par contre la présence d'un dynamisme strombolien également réparti le long de fractures latérales radiales et un taux de production faible, nous amènent à proposer des chambres magmatiques profondes arrondies au toit desquelles les contraintes compressives sont uniformément réparties. Ceci rejoint notre deuxième modèle dit "laccolithe". Néanmoins l'absence d'une activité de rift marquée argumenterait une chambre aux angles arrondis. Notons l'absence de fractures coniques de type Vincent qui sont préconisées sur le modèle numérique (voir fig.107).

d. Gough

La période basaltique de ce volcan est caractérisée par un réseau dense de dykes radiaux. Nous pensons qu'il est lié à une chambre magmatique triangulaire aux murs latéraux très développés. L'étude paléomorphologique du volcan suggère qu'un cône central était présent avant que l'érosion n'efface les traits caractéristiques d'une activité centrale et d'une colonne magmatique d'ailleurs confirmées par la position des plugs trachytiques durant la période magmatique différenciée.

e. Kilauea

Il est intéressant d'appliquer notre approche à un volcan qui n'a pas été inclus dans notre étude géologique comparative et ainsi de tester notre approche. La structure du Kilauea peut être décrite de façon très dépouillée par un bouclier plat, un système caldérique sommital et deux rifts volcaniques. Nous notons l'absence d'un cône central, de fissures radiales et d'éruptions stromboliennes. Un système magmatique oblong vertical, comme une large colonne (de l'ordre du km en diamètre) formée de la superposition de petits réservoirs, rend compte de cet état. Le haut de cette "colonne" est responsable de la formation de la caldera sommitale et les éruptions le long des rifts sont alimentés par les angles de petits réservoirs. Cet agencement est confirmé par le modèle d'organisation interne en 3-D de Ryan et al. (1981) basé sur la localisation des épicentres sismiques.

L'application du concept du problème inverse avec un modèle élastique linéaire homogène est très adapté à l'étude de l'organisation interne générale des volcans. De nombreux tests numériques restent encore à faire concernant notamment la forme mais aussi la taille et la profondeur de la chambre. Ceci constitue les étapes prochaines de notre recherche. La multiplication de tels modèles numériques (relativement maniables) constituera un dossier de base auquel on pourra se référer dans l'approche préliminaire de nombreux volcans à caractère lavique.

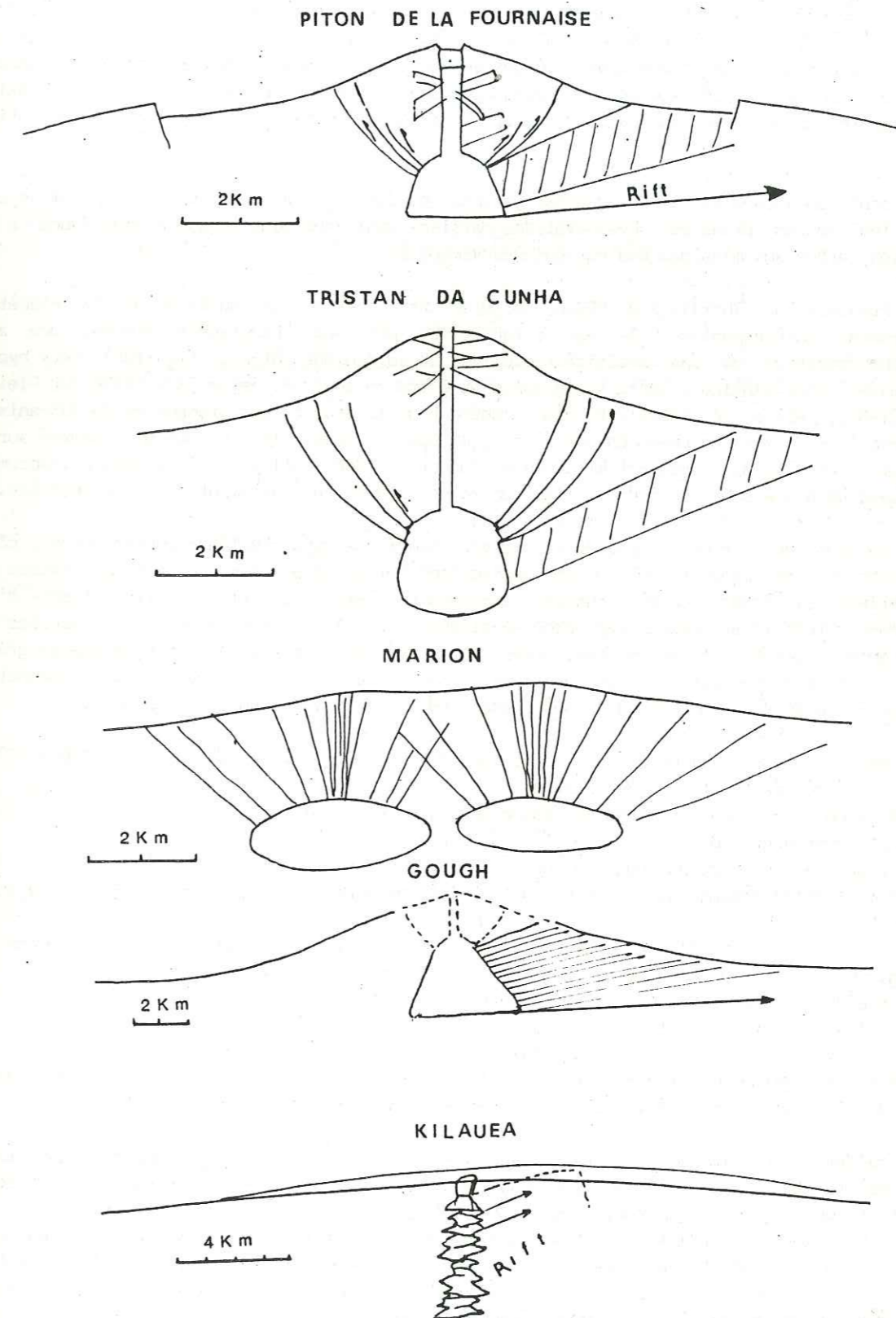


Fig. 109 Structure interne des volcans étudiés, basée sur la conclusion que la forme de la chambre est un facteur déterminant dans la distribution des contraintes.

3) 2^{ème} APPLICATION: TELEDETECTION ET PLANETOLOGIE COMPAREE

Nous introduisons ici une méthode d'analyse structuro-mécanique des volcans inaccessibles. Puisque les phénomènes de surface comme structure, morphologie, dynamisme sont significatifs de l'état mécanique d'un volcan il doit être possible par simple analyse d'image de reconstituer les grandes lignes de leur organisation interne. De nombreux volcans, soit situés dans des régions éloignées, soit pour lesquels une étude préliminaire est nécessaire sans se rendre sur le terrain, dont il existe une couverture photo aérienne, Seasat, Landsat, ou Spot, seraient des terrains d'application potentiels.

Les volcans des autres planètes présentent aussi un nouveau challenge. Puisque les lois de la mécanique sont universelles il nous est parfaitement possible de faire une étude comparative entre la Terre et les autres planètes. Les volcans martiens sont ceux pour lesquels nous avons le plus de documentation, grâce aux missions photographiques Viking.

La Province de Tharsis, 8 000km de diamètre, 25% de la surface de la Planète, est particulièrement intéressante. Elle est caractérisée par une topographie élevée, une anomalie gravimétrique positive et une activité tectonique et volcanique intense (fig.110A). Deux hypothèses sont proposées pour expliquer cette topographie et cette tectonique. Selon Carr (1974) et Pleiscia et Saunders (1982), elles résulteraient d'un bombement de la croûte. Les grabens et le volcanisme sont alors interprétés comme un phénomène de rifting en étoile comparable à ce qui est observé sur Terre. Selon Solomon et Head (1982), et Willeman et Turcotte (1982), elles seraient dues à l'accumulation simple de lave et à une subsidence de la lithosphère en réponse au chargement de cette dernière.

Les volcans de la Province possèdent une morphologie de type bouclier: pentes douces, cône très étalé, caldérans. Les produits volcaniques ressemblent fortement aux laves basaltiques émises sur les volcans terrestres: cinder cones, champs de coulées de lave à géométrie persillée, fronts d'avancée lobés, chenaux, tunnels effondrés. Cependant la dimension des édifices et structures associées ne sont pas comparables avec celles des volcans terrestres. Whitford-Stark (1982) distingue quatre groupes de volcans de par leur rapport diamètre de caldera/diamètre de base de l'édifice. Cette distinction est valable mais notre approche structurale nous amène à considérer simplement deux groupes.

Le premier groupe est illustré par les volcans Biblis Patera et Arsia Mons (fig.110B et C). Il se caractérise par les traits structuraux suivants:

- Le diamètre de la caldera est grand par rapport à celui de l'édifice.
- Cette caldera présente une forme circulaire parfaite.
- De nombreuses failles concentriques entourent la structure effondrée.
- Le rejet de l'effondrement est important (bien qu'aucune donnée quantitative n'existe à ce sujet).

Le deuxième groupe est illustré par les volcans Olympus Mons, Ascraeus Mons, Pavonis Mons ou Alba Patera (fig.110C). Il se caractérise par les traits structuraux suivants:

- Le diamètre de la caldera est petit par rapport à celui de l'édifice.
- Cette caldera est formée de blocs sécants.
- La valeur du rejet de l'effondrement est faible.
- Le volcan est entouré par un système de grabens concentriques. Dans le cas d'Olympus Mons, nous interprétons les glissements périphériques au volcan comme résultant de cette tectonique.

Les calderas du groupe I sont de véritables structures circulaires que nous associons à la formation de fractures coniques en profondeur. D'après nos modèles géologiques et mécaniques, la chambre magmatique aurait une forme haute avec murs latéraux formant une cassure avec le toit (fig.110D). L'absence de caldera de type sommital dénote l'absence d'une alimentation centrale. Sur Terre, ce genre de caldera est associée à des volcanisme acide explosif. Jusqu'à présent un tel volcanisme n'a pas été signalé sur les volcans martiens. Peut-être faut-il y voir alors l'exemple de calderas à cone sheets basaltiques que nous n'avons pas sur Terre.

Les calderas du groupe II, mis à part leur taille exceptionnelle, présentent de très grandes similitudes avec les calderas sommitales terrestres précédemment décrites. Cependant elles ne sont pas accompagnées d'un cône terminal et seraient donc plus proche des calderas du Kilauvea, les rifts zones en moins. Si l'on fait une comparaison avec notre modèle géologique et nos simulations numériques, la structure interne des volcans du groupe II peut être proposée sur la fig.110E. La chambre magmatique est profonde pour permettre à la colonne centrale, à fort diamètre de s'élever. La chambre est relativement plate et ne présente pas de murs latéraux; Ceci combiné avec sa profondeur empêche la formation de fractures en cone sheet et d'un cône terminal. Les grabens circulaires externes seraient dus à l'affaissement de la lithosphère comme l'ont proposé Comer et al. (1985).

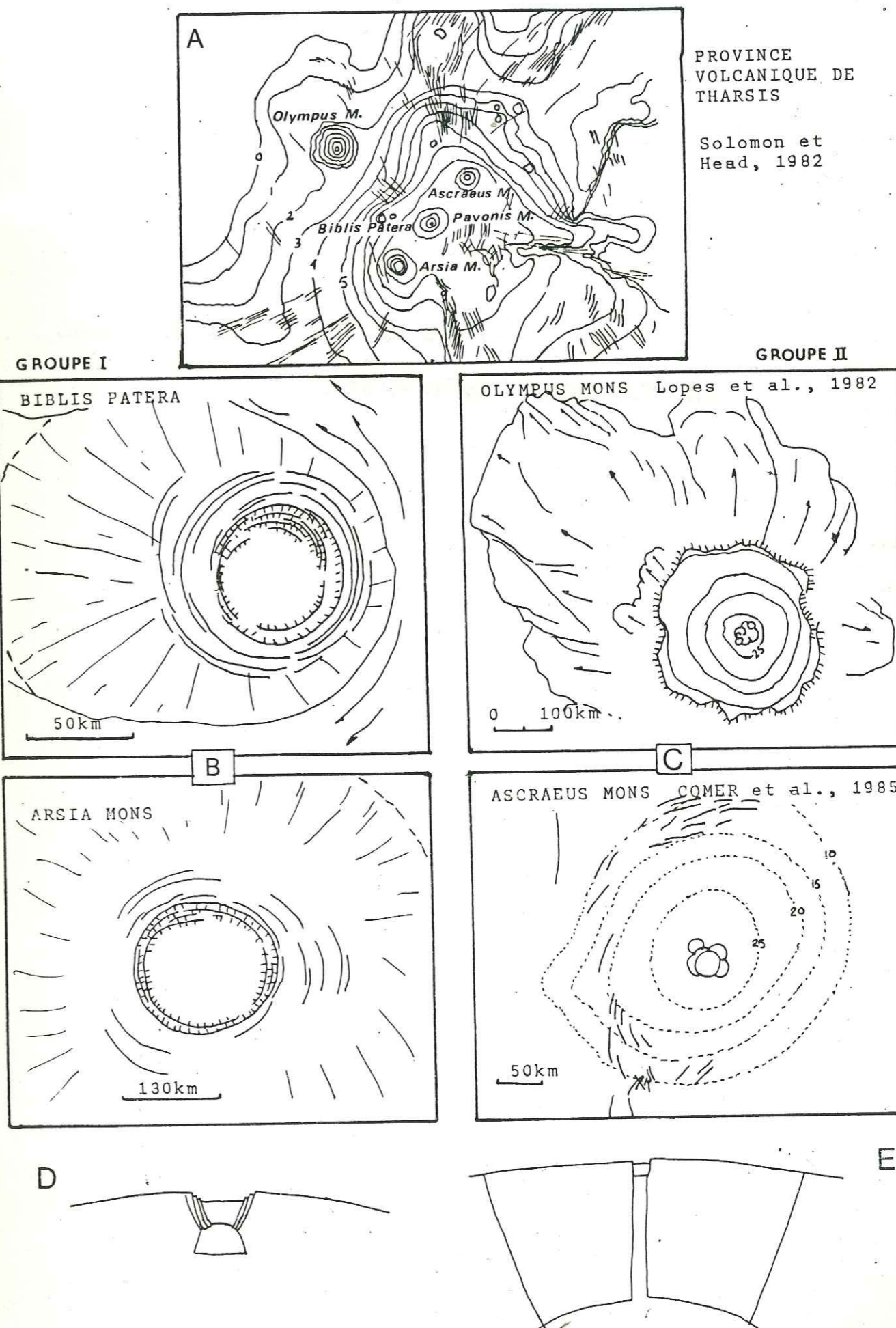


fig. 110 Structure interne des volcans martiens en comparaison avec nos conclusions sur les volcans terrestres étudiés. Deux types d'organisation interne sont trouvés (voir texte pour explication).

CHAPITRE III: LE MODELE BLOC

DISCUSSION - APPLICATIONS

1) COMMENTAIRES DU MODELE FOURNAISE

Le modèle Fournaise que nous avons proposé en 1982 comprend une chambre très superficielle (800m) de forme ovoïde et remplace ainsi l'action directe d'une colonne magmatique (voir fig.89).

La fracturation a son point initial à la limite entre le toit et les murs de la chambre. Ceci confirme bien les résultats obtenus avec le modèle élastique. La forme de la chambre et spécialement la présence d'une cassure dans sa géométrie est très importante dans la formation d'un cone sheet.

Le scénario n°3 est particulièrement intéressant car il permet de simuler l'avancement de la cassure par fracturation hydraulique. Il illustre bien le mécanisme générateur du début de l'éruption de 1981 (voir mécanismes éruptifs) localisé le long d'une faille concentrique à la caldéra. Néanmoins la ruine de la structure dans le modèle numérique et la désolidarisation du bloc caldérique ne correspondent pas à ce qui est observé. La cause est à chercher dans la géométrie des fractures délimitant les blocs et nous amène à proposer le modèle de la fig.111A où les fissures observent un léger pendage externe vers la surface, donnant ainsi au bloc l'impossibilité d'être éjecté vers le haut. Ceci est appuyé par des observations récemment faites par l'auteur au Kilauea (Hawaii) sur le site de l'éruption en cours (pu "u" o"o"). Cette éruption qui a commencé en 1983 sur le rift Est du volcan est actuellement caractérisée par un lac de lave contenu dans un pit crater de 500m de large. L'alimentation du lac en surface se fait par cellules convectives le long de son pourtour et par jets centripètes, dirigés vers l'intérieur. Ceci est en accord avec un "bouchon" caldérique de la forme de la fig.111A.

Deux autres causes de cet effet de désolidarisation du bloc sur le modèle numérique sont d'une part la forme du système magmatique et d'autre part le fait que le modèle est axi-symétrique.

Ainsi la présence d'une colonne magmatique et l'application d'un modèle symétrique cyclique où des portions indépendantes de la colonne seraient mises sous pression provoquerait un basculement du bloc et non pas un détachement complet (fig.111B).

La compression obtenue sur les parois obliques de la chambre rejoint ce qui est observé sur le modèle élastique linéaire.

En conclusion le modèle Bloc est parfaitement adapté à la simulation d'éruptions. Cependant des modifications doivent être apportées pour qu'il soit opérationnel. Ces modifications sont exposées plus en détails dans la section suivante sur les applications.

2) COMMENTAIRES DU MODELE DU MOUNT ST HELENS

Le modèle Bloc a prouvé son efficacité dans le cas de l'éruption du Mount St Helens ainsi que l'importance du rôle des discontinuités dans le comportement mécanique des volcans.

Le coefficient de friction joue un rôle déterminant dans la formation du glissement du mount St Helens. Pour la valeur faible de 0,5 de bonnes convergences existent entre modèle numérique et déformations mesurées.

Le modèle montre également que l'injection de magma est en grande partie responsable du glissement. La direction dans laquelle ce dernier s'opère est déterminée soit par la pente du support sous-jacent soit par la direction de poussée de l'intrusion.

Ceci rejoint nos conclusions sur la formation des glissements de type I observés sur les volcans de l'Océan Indien et Atlantique Sud (voir chapitre "glissements de flancs"). Ces derniers sont provoqués par l'injection de magma le long d'une structure courbe (donc de direction variable) et amplifiés par la présence d'un substratum penté. Cependant la taille de l'intrusion est un facteur discriminant entre les glissements de bouclier et les glissements de type St Helens, phénomène très lent dans le premier cas et rapide dans le deuxième.

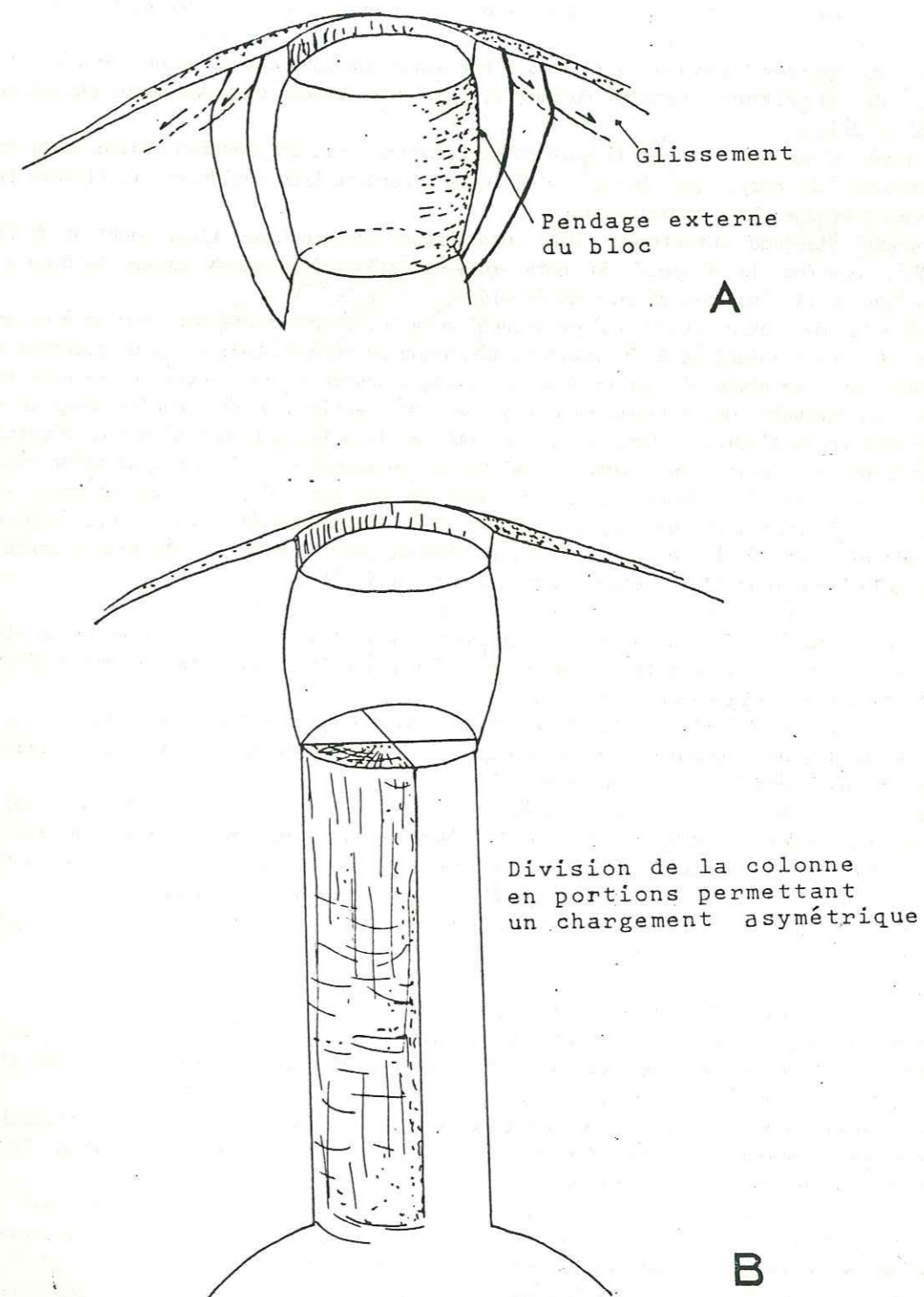


Fig. 112 Proposition de maillage pour un modèle BLOC tridimensionnel pour la surveillance mécanique du Piton de la Fournaise.

3) APPLICATION: SURVEILLANCE MECANIQUE DES VOLCANS

Nous avons vu dans les deux chapitres qui précèdent que le cône terminal d'un volcan comme le Piton de la Fournaise ainsi que sa zone sommitale sont soumis à une déformation intense où 80% de l'activité éruptive est concentrée. Nous avons également vu que cette déformation est régie par un ensemble de blocs en équilibre stable avec la colonne magmatique sous jacente. Selon le scénario éruptif le jeu de ces blocs est différent. C'est ainsi que lors des éruptions de 1981 et 1983/84 le comportement de la fissure ouverte du Bory semble avoir reflété deux styles de mécanismes éruptifs (voir fig.30 et 31).

-1981. Le magma s'engage dans une fissure concentrique et agit en pression hydraulique, referment la fracture du Bory. Les blocs caldériques refermant très rapidement la fissure éruptive. Le magma s'engage alors radialement.

-1983. Le magma s'engage directement dans une fissure radiale hydraulique gonflant le flanc Sud du cône, ouvrant la fissure du Bory qui se relâche légèrement lorsque le dyke a atteint la surface où il s'est divisé en deux échelons.

Il découle de notre étude qu'une surveillance tectonique renforcée couplée à un programme de déformation du sol existant et à une approche mécanique du cône fournaisien peut apporter de précieux renseignements sur le style d'éruption à prévoir. Dès l'ouverture de l'Observatoire nous avons mis un extensomètre en travers de la fissure du Bory, car nous pensions qu'elle devait jouer un rôle majeur dans la déformation de l'édifice. Ceci a été confirmé par la suite. Néanmoins le jeu de cette fissure a toujours précédé l'éruption de moins d'une heure seulement, d'où la nécessité de faire parvenir rapidement sa réponse à l'Observatoire par télétransmission. Ceci a été accompli en 1985. Une surveillance de l'écartement de quelques fissures par simple mesure au pied à coulisse autour de la caldera sommitale a été faite par Bachélery en 1982 et par l'auteur en 1980-81. Ce genre d'étude se doit d'être suivi, intensifié et surtout mécaniquement interprété.

Pour ceci le modèle Bloc qui a fait ses preuves en volcanologie est certainement le mieux adapté. Néanmoins celui qui a été établi en 1982 pour la Fournaise était basé sur un modèle géologique trop simple et doit être considérablement modifié.

+ La première de ces modifications serait de passer à une analyse tridimensionnelle afin de simuler le rôle de chaque fissure majeure, de chaque bloc, de la fracturation radiale et des glissements non symétriques qui affectent les flancs du cône.

+ La deuxième de ces modifications est de fournir une meilleure géométrie des blocs et du système magmatique en profondeur. Le modèle de la fig.112 pourrait être pris comme base de travail.

1- le système magmatique est une colonne formée d'anneaux longitudinalement en plusieurs portions.

2- les blocs caldériques sont délimités par des fractures à pendage externe pour empêcher leur détachement du reste de l'édifice lors de la montée en pression hydraulique dans l'une de ces fissures.

3- les plans radiaux verticaux ont tous le même espacement.

4- les plans horizontaux suivent les couches stratigraphiques.

5- la pente de l'édifice est plus forte à l'est et au sud pour rendre compte de l'effet d'instabilité rencontré sur le volcan dans ces directions.

6- la limite inférieure du modèle correspond à la base de la chambre magmatique superficielle.

+ troisième modification: le comportement de tous les joints suivent la même loi mécanique élasto-plastique. Toutes les fissures peuvent donc s'ouvrir.

+ le comportement tangentiel des joints horizontaux s'accompagnent d'un coefficient de friction inférieur à celui des joints verticaux; pour rendre compte de l'influence de la pression fluide interstitielle de la roche qui augmente la tendance au glissement.

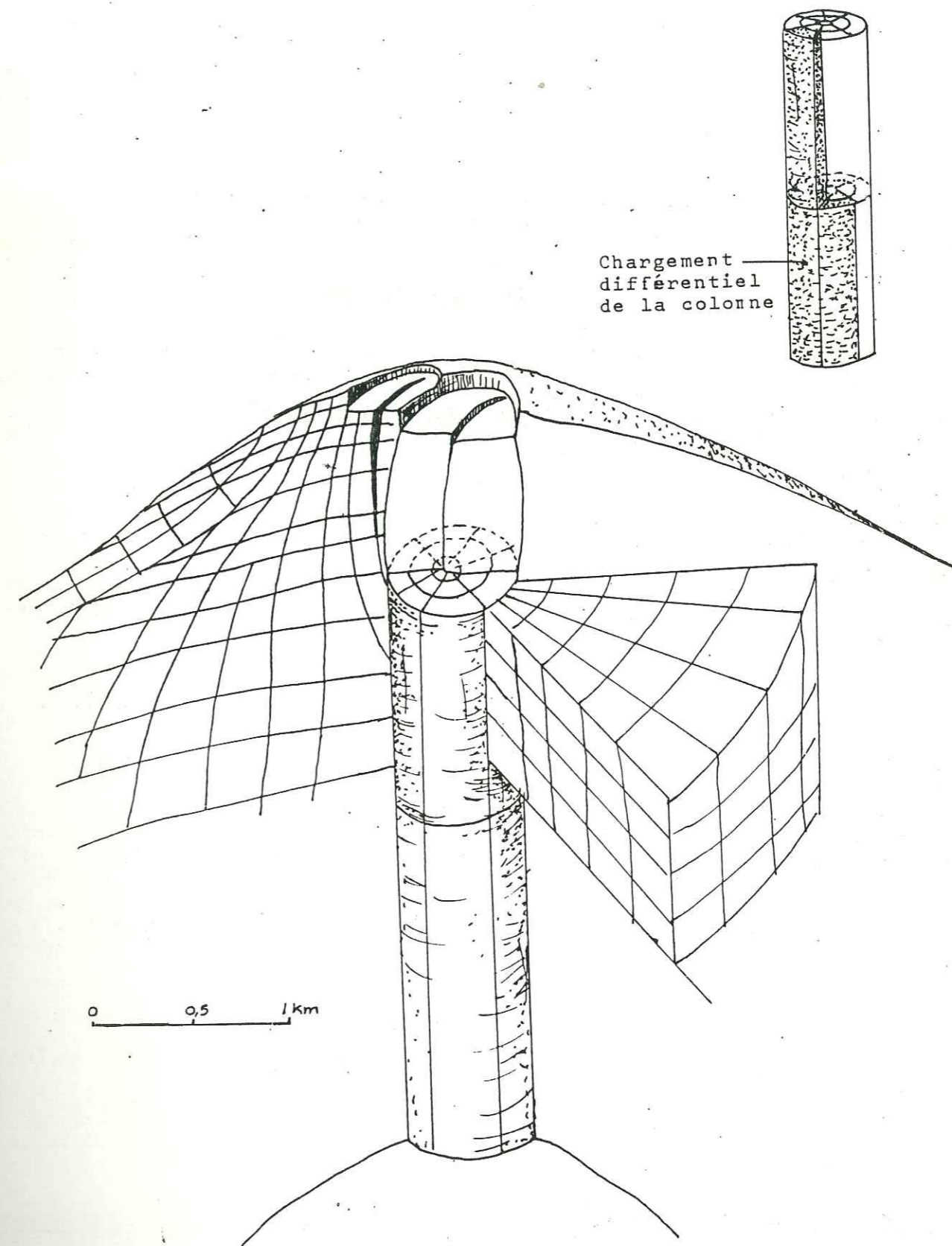
+ le cheminement de chargement est également différent du fait de la géométrie variable du système magmatique divisé en portions. Chaque bloc de la colonne peut être ainsi pris séparément et être incrémenté d'une simple pression hydrostatique ou d'une pression interne d'expansion (fig.112b).

+ contraintes régionales.

+ chargement thermique.

Le but d'un tel modèle serait donc de simuler différents mécanismes éruptifs et d'observer l'équilibre des blocs, l'ouverture des fissures en surface et la déformation du sol.

Les caractères structuraux des éruptions de la Fournaise sont suffisamment bien connus pour que ce modèle devienne un moyen nouveau de prévision et de surveillance mécanique. Néanmoins le programme



Chargement
différentiel
de la colonne

Fig. 111 Propositions de changements géométriques du modèle BLOC Fournaise afin de mieux rendre compte des phénomènes observés. A) Blocs caldériques à pendage légèrement externe vers la surface. B) Chargement non symétrique permettant un basculement et non un détachement.

Annexes

Travaux de l'auteur

1933

1934

1935

1936

1937

1938

1939

1940

1941

1942

1943

1944

1945

1946

1947

1948

1949

1950

1951

1952

1953

1954

1955

1956

1957

1958

1959

1960

1961

1962

Liste des travaux de l'auteur

Certains sont présentés dans les annexes qui suivent.

Travaux publiés ou acceptés et sous presse

- Chevallier, L., 1982. Carte géologique (1/50 000) de l'île de la Possession, Archipel Crozet. Edited by the Comité National Français de Recherche Antarctique, Laboratoire Scientifique des T.A.A.F.
- Chevallier, L., 1986. Tectonics of Marion and Prince Edward Volcanoes (Indian Ocean): result of regional control and edifice dynamics. *Tectonophysics*, 124, 155-175. (annexe II)
- Chevallier, L., 1987. Tectonics and structural evolution of Gough volcano: a volcanological model. *J. Volc. Geotherm. Res.* (sous presse). (annexe IV)
- Chevallier, L. and Bachélery, P., 1981. Evolution structurale du volcan actif du Piton de la Fournaise, Ile de la Réunion, Océan Indien Occidental. *Bull. Volc.*, 44-4, 723-741. (annexe VII)
- Chevallier, L., Lalanne, F.X., Bachélery, P. and Vincent P.M., 1981. L'éruption du mois de Février 1981 au Piton de la Fournaise (île de la Réunion). *C.R. Acad. des Sc., Paris*, 293, 187-190.
- Chevallier, L. and Nougier, J., 1981. Première étude volcano-structurale de l'île de la Possession, Archipel Crozet, Océan Indien Austral. *C.R. Acad. des Sc., Paris*, 292, 363-368.
- Chevallier, L., Nougier, J. and Cantagrel, J.M., 1983. Volcanology of Possession Island, Crozet Archipelago. Antarctic Earth Sciences Fourth International Congress. R.L. Oliver, P.R. James and J.B. Jago Edit., Cambridge University Press, p.652-658. (annexe VI)
- Chevallier, L. and Vatin Perignon, N., 1982. Volcano-structural evolution of Piton des Neiges volcano, Reunion Island. *Bull. Volc.*, 45-4, 285-298. (annexe VIII).
- Chevallier, L. and Verwoerd, J.W., 1987. Dynamic interpretation of Tristan da Cunha volcano, South Atlantic Ocean. *J. Volc. Geotherm. Res.* (In press). (annexe V)
- Bachélery, P. and Chevallier, L., 1982. Carte volcano-tectonique du Piton de la Fournaise (1/50 000). Edited by the Institut de Physique du Globe de Paris, Direction des Observatoires Volcanologiques Français.

Bachélery, P., Chevallier, L. and Gratier, J.P., 1983. Caractères structuraux des éruptions historiques du Piton de la Fournaise (île de la Réunion). C.R. Acad. des Sc., Paris. 296, 1345-1350.

Bachélery, P., Blum, P.A., Cheminée, J.L., Chevallier, L., Gaulon, R. Girardin, N., Jaupart, C., Lalanne, F., LeMouel, J.L., Ruegg, J.C. and Vincent, P.M., 1982. Eruption at Le Piton de la Fournaise volcano on 3 February 1981. Nature, 297. 395-397.

Verwoerd, W.J. and Chevallier, L., 1987. Contrasting types of surtseyan tuff cones on Marion and Prince Edward islands, Southwest Indian Ocean. Bull. of Volc., 49, 399-417.

Travaux soumis à la publication

Chevallier, L. and Verwoerd, W.J., 1987. A numerical model for the mechanical behaviour of intraplate volcanoes. soumis au J. Geoph. Res. Hawaii Sympos. Spec. Issue. (annexe I)

Travaux en préparation

Chevallier, L., Verwoerd, W.J. and McDougall, I.. Building stages of a doublet shield volcano, Marion, Southern Indian Ocean. (annexe III)

Chevallier, L. and Verwoerd, W.J.. Petrology of Marion and Prince Edward volcanoes. Implication for their magma chamber systems.

Verwoerd, W.J. and Chevallier, L.. The subantarctic islands of the south indian ocean in "Atlas of Antarctic Volcanology" + Map.

Présentations internationales (\$: présentations orales faites par l'auteur)

Symposium on Intraplate Volcanism and Submarine Volcanism. Hawaii, 16-22 July 1979. Structural evolution of the volcano Piton des Neiges of Reunion Island, Indian Ocean. P.9.

International Congress on Volcanology and Chemistry of Earth Interior. Canberra, December, 1979. Magmatic intrusions during the distansive phasis of volcano Piton des Neiges, Reunion Island, and their relations with the caldera formation. Symp. 14 on Heat production and generation of magmas. p. 449.

Antarctic Earth Science - Fourth International Congress. Adelaide, Australia, August, 1982. Volcanology of Possession Island, Crozet Archipelago.

\$ International volcanological Congress. New Zealand, 1986. Edifice dynamics of Marion volcano, Indian Ocean, p.97

\$ Geocongress '86. Johannesburg, 7-11 july 1986. New geological interpretation of Marion and prince Edward volcanoes. p.715.

\$ Hawaii symposium on how volcanoes work. Hawaii, 18-25 january 1987. A numerical model for the mechanical behaviour of volcanoes. p 37.

BULLETINS INTERNES

P.I.R.S.E.V. n° 67. (Gratier, J.P., Chevallier et Boudon). Modélisation du comportement mécanique d'un édifice volcanique comme le Piton de la Fournaise.

P.I.R.S.E.V. n° 90. (Chevallier, Vatin Perignon, Blanc). Les événements récents de la Soufrière de Ste Lucie, Petites Antilles.

Observatoire Volcanologique de la Fournaise. Carte des risques du volcan du Piton de la Fournaise et Dossier de éruptions.

COMMUNICATIONS

6ème R.A.S.T. Paris, 1978. Les complexes filoniens du Piton des Neiges: approche structurale des cirques de l'île de la Réunion. p.100.

7ème R.A.S.T. Lyon, 1979. Les éruptions volcaniques liées aux différentes phases tectoniques du Piton des Neiges. p.112.

8ème R.A.S.T. Marseille, 1980. L'île de la Réunion (Océan Indien Occidental): hot spot ou paleorift réactivé? p.94.

10èm R.A.S.T. Bordeaux, 1984. Ste Lucie (Petites Antilles): chronologie des derniers événements pyroclastiques et origine de la dépression d ela Soufrière.

Terra Cognita, 1983. Ste Lucia, West Indies: New interpretation of the last eruptive event, 3, p.154.

A NUMERICAL MODEL FOR THE MECHANICAL
BEHAVIOUR OF INTRAPLATE VOLCANOES.

L. Chevallier and W.J. Verwoerd. Department of Geology, University
of Stellenbosch, Stellenbosch 7600, South Africa.

Soumis à Journal of Geophysical Research

ABSTRACT

A new approach towards understanding the mechanical behaviour of intraplate volcanoes is offered by first postulating a geological model of the internal structure and then developing an axisymmetric numerical simulation using the finite element method. This enables one to consider the types of fracturing at various depths in terms of state of stress under specific conditions of loading. The geological model is based on comparative field studies of three volcanically active oceanic islands (Marion, Tristan da Cunha and Réunion) and a dormant one (Gough). The model contains a shallow (3km deep) magma chamber with distinguishable floor, wall and roof sections. A magma column rises from the chamber towards a central cone at surface. Depending on the structural level at which they originate, different dyke and fracture patterns are generated. For the numerical simulation the medium is assumed to be linear elastic, continuous and isotropic. Different loading combinations are applied, including hydrostatic pressure plus magmatic pressure in the chamber and external pressure that represents regional tectonic effects. It appears

that the structural levels of the geological model can be adequately explained by variations in the distribution, intensity and trajectories of principal stresses σ_1 , σ_2 and σ_3 . It is concluded that the shape of the magma source is a major factor in the stress pattern. The effect of the driving pressure ($P_{mag} - P_{ext}$) on the orientation of the principal stresses σ_1 and σ_2 is also considered. The sloped surface of the volcanic edifice is found to cause local rotation of the stress field. Finally, the evolution of the stress field with loading path is related to successive structural levels in a dynamic eruptive model.

INTRODUCTION

The pressurized magma in a reservoir or in a planar fissure is the main source of stress and strain inside a volcanic edifice. The variation of the geometrical and physical characteristics of this source determines the distribution and the intensity of the stress and displacement fields. The general problem that needs to be solved in modeling volcanoes is: what connections exist between 1) surface observations 2) stress and displacement fields and 3) the characteristics of the source. In other words, what can be learned about the source (shape, size, depth, pressure) through a mechanical analysis, knowing volcanic surface phenomena? This is known as an inverse problem.

The approach in this paper is twofold. First a geological model is established that idealizes the internal structure of an intraplate volcano. Secondly this model is tested from a mechanical point of view.

The geological model is based on a comparative study of several

volcanic edifices. Therefore the model does not represent the simplified picture of a specific volcano but rather a theoretical synthesis of all the features that have been observed on different volcanoes. These features are: tectonics, structure, morphology and eruptive dynamics.

The mechanical analysis was done by numerical simulation using the finite element method. It will be shown (see paragraph on the physical and elastic properties of the model) that the assumption of a linear elastic and continuous medium is quite justified in this case. We are mainly interested in the distribution and intensity of stresses since they give the most probable sites where fractures are going to open, keeping in mind that the medium is continuous. The subject matter of this paper therefore belongs to the first category of problems discussed in the historical review below.

Finally, in the discussion, the geological and numerical models are compared.

HISTORICAL DEVELOPMENT OF MECHANICAL MODELING IN VOLCANOLOGY

Previous work on the mechanical behaviour of volcanoes use both analytical and numerical methods, and can be subdivided into three categories. The first category of problems is the distribution of stresses inside a volcanic edifice. Mechanical models of the internal structure of volcanoes started with Anderson's (1935) studies on the origin of the cone sheets and ring dykes of Ardnamurchan in Scotland. By an analytical approach he derived the equations of displacement components due to a radial point dilatation and a vertical push-point acting in a weightless, semi-infinite, elastic, isotropic half-space. He concluded that

cone sheets occupy tensile fractures whilst ring dykes occupy shear fractures (fig.1A). Jeffreys (1935) criticized Anderson's assumption that the complete form of the fracture can be directly inferred from the distribution of stress before fracture. In fact the form of the fracture depends both on the original stress field and on the changes introduced as the fracture develops. In this regard Robson and Barr's (1964) approach that compared the distribution of stresses with the strength of the rock is certainly more realistic and arrived at quite contrary conclusions to that of Anderson. Their analytical method used the stress function for an infinite solid in which an infinitely long horizontal cylindrical hole is contained. These stress equations were calculated for a deviatoric field with P_{max} vertical (lithostatic pressure), P_{min} horizontal (regional pressure) and P_{int} in the cylinder (hydrostatic). Combining these equations with the Coulomb-Navier criterion for shear failure they developed critical parameters at which shear failure or tensile failure will occur (fig.1B). According to this model cone sheets are likely to develop along planes of shear dipping inwards whereas centrally intruded dykes propagate along vertical tensile cracks. Another of their conclusions is that the shear failure occurs only when the magma body is at a sufficient depth of 4,7km. Phillips (1974) in his dynamical approach supported the idea of cone sheets forming along shear failure planes.

The second category of problems deals with the propagation of cracks. To model such cracks Pollard (1973a) derived the equations of stress and displacement around a pressurized elliptical hole in a homogeneous, isotropic solid. He showed (Pollard, 1973b) that large principal stress differences and large stress gradients are concentrated at the termination of the crack (fig.1C). He defined

propagation mechanisms (extension, ductile, brittle), propagation criteria (the magma pressure must only slightly exceed the regional stress normal to the length of the fissure) and factors that influence propagation direction like the orientation of the regional stress. The influence of the regional stress field on dyke orientation has also been modelled by Tsunakawa (1983) and documented with geological examples by Nakamura (1977) and Muller (1986). The last-mentioned author reconstructed, with a finite element model, the paleodirection of the regional stress field components during the emplacement of the Spanish Peaks dykes.

The third category of problems relates the ground deformation on active volcanoes to the deformation field produced by idealized sources of pressure and displacement. Such models date from the work of Mogi (1958) who used the expression for horizontal and vertical displacements caused by the change of the hydrostatic pressure in a small sphere (depth of burial much larger than the dimension of the cavity) in a semi-infinite elastic solid, and from these obtained the surface deformation (fig.1D). He estimated the depth of the chamber for Kilauea and Sakurajima volcano. His method, which is very simple because only one parameter is necessary (the depth of burial) has been widely used (Eaton, 1962; Fiske and Kinoshita, 1969; Jackson et al., 1975). Nevertheless the simplicity of the model is often the cause of departures between computed and observed deformation and an over-estimation of the depth of burial. The model developed by Yokoyama (1971) is an alternative to Mogi's assumption, having a variable pressure distribution on the wall of the sphere (fig.1E). The results obtained are similar to those of Mogi's model. Walsh and Decker (1971) developed a more realistic model. Vertical and horizontal displacements and tilt at the surface are derived for a dipping

line source (a pipe) extending to depth. The model employs an elastic, isotropic half space and the approach is analytic (fig.1F). Application of this model to Kilauea shows that the theoretical field for a vertical source at 1.5km compares favorably with displacements observed during different periods of activity. However, different parameters (length, intensity, dip) can give the same displacement field, so the model lacks uniqueness. Pollard and Holzhausen (1979) used a fluid-filled fracture (fig.1G). The problem is more complex and needs the superposition of two analytical solutions. Interesting conclusions have been drawn such as the difference of concentration of stress at both tips of the slit and the strong asymmetry of the displacement field when the slit is near the surface. Pollard et al. (1983) proposed this model as a solution to estimate the geometric and physical parameters of dykes intruded in volcanic rift zones. Their analytical approach that also considers stress, enables the authors to associate the distribution of open cracks on the surface with the state of stress developed by the dyke. This model has been used with success by Bonazia et al. (1984) to interpret the ground deformation at the Phlegrean Fields. In addition the stresses are roughly consistent with the observed seismicity of 1983.

The model developed by Ryan et al. (1983) represents an original approach. It gives the three-dimensional deformation field generated by the withdrawal of magma from a sill-like storage compartment (fig.1H). The method is semi-analytic, i.e. it combines a general analytic solution for displacement components with a point-by-point space step computational approach. The medium is considered anisotropic with different elastic parameters for vertical and horizontal directions. The model has been applied

to deformation and eruptive events at Kilauea volcano.

Quantification of the location, dimensions and orientation of the sill-like magma body are then combined with a three-dimensional model of Kilauea's internal structure deduced from earthquake hypocenters. The model of Davis (1983) is also three-dimensional but completely analytic. The displacement field is produced by a dipping rectangular dislocation with fluid pressure, in an uniform elastic half space (fig.1I). The method effectively determines dip and orientation followed by depth, length, height and width in order of increasing uncertainty. The model has not been applied to a volcano but provided a convenient starting point for the interpretation of ground deformation. Good fit is obtained with the 2-D analysis by Pollard and Holzhausen (1979) on fig.1F.

Dieterich and Decker (1975) were the first to use the finite element method allowing them to test a wider range of shapes and depths for a buried magma body in an isotropic, elastic half space (fig.1J). Application to Kilauea volcano is illustrated by two examples: axisymmetric analysis for summit deformation and plane strain analysis for East Rift Zone intrusions. For the period of inflation between January and February 1967, a vertical cigar-shaped conduit at 0.7km depth is in best agreement with the surface deformation. The modeling of the East Rift Zone intrusions has suggested the presence of southward dipping sheets. More recently, Bianchi et al. (1984) developed a finite element model for the ground deformation observed at the Phlegrean Fields. The magmatic system is composed of an oblate-spheroid chamber (the volume of which is derived from thermal analysis) and a vertical intrusion (fig.1K). The originality of the model is to consider temperature dependent elastic parameters that change the properties of the medium. The results are in good agreement with

the large and rapid uplifts experienced by the Phlegrean Fields. Finally, a numerical model called "Bloc" has been used by Paul et al. (1986) and applied to the landslide of Mt St Helens in 1980. The model "Bloc", derived by the finite element method, is adapted for the behaviour of anisotropic and fractured media composed of the juxtaposition of blocks with three degrees of freedom: two translations and one rotation (fig.1L). Linear elastic, non-linear elastic or elasto-plastic media can be modeled. For the failure of the flank of Mt St Helens the best fit between the observed and the computed surface displacements is obtained for a coefficient of friction of 0,5 and additional earthquake simulation. However, this is not a unique solution because the same results are obtained in the case of a dipping intrusion or a sloped substratum. In the case of Mt St Helens the geology permits the choice of the second solution.

This historical review covers a period of fifty years of research during which some 25 papers have been published. Despite the fact that this list is probably not exhaustive and that all these contributions represent important steps in the mechanical modeling of volcanoes, studies in this domain are definitely less numerous than in other fields of volcanology. Two major problems remain: 1) Uncertainties are often due to non-uniqueness of the solutions in inverse problems and 2) Very often there is a lack of geological constraints, even though the modeling technique itself may be improved. Both problems are in fact linked since geology can be used to elucidate uncertainties. The contribution of this paper is more geologic and therefore differs from the above.

COMPARATIVE GEOLOGICAL STUDY

Four intraplate volcanoes have been chosen for comparison to establish the geological model: Marion Island and Piton de la Fournaise (on Réunion) in the Indian Ocean, Tristan da Cunha and Gough in the South Atlantic Ocean (fig.2). Marion, Piton de la Fournaise and Tristan da Cunha are active whereas Gough is dormant. They all display alkaline or transitional to alkaline geochemical trends.

Marion Island

Marion and its neighbour Prince Edward Island are located 300km south of the Southwest Indian axial rift. Both volcanoes lie on an aseismic submarine plateau adjacent to a N20°E striking fracture zone (fig.3A). This N20°E structure as well as the E-W trend of the ridge are reflected in the morphology of the plateau and on both volcanoes (cliffs, dykes, faults) and caused the collapse of four-fifths of the Prince Edward edifice. The volcanism of these islands therefore appears to be controlled by the regional tectonics, and reactivation of paleostructures has been proposed as an alternative solution to the fixed mantle plume hypothesis to explain their origin (Chevallier, 1986). The fact that both islands displayed the same rhythm of activity during the past (based on stratigraphic and geochronologic comparisons; Verwoerd, 1971; McDougall, 1971) points toward the role of regional tectonic movements along the same fracture zone of the sea floor. However, reactivation of such structures is expected to take place on a geological time scale. Off-ridge seismic activity has been recorded only once on the N20°E fracture zone and never on the

Marion submarine plateau, since the world seismic network started in 1958.

Marion is a shield volcano with slopes that do not exceed 8° (fig.3C). Like its neighbour, Prince Edward, it has been built up during the Pleistocene and Holocene periods and is characterized by strombolian eruptions located along well-developed radial faults (Verwoerd, 1971; McDougall, 1971a). The magma is an alkaline basalt with a trend of differentiation to trachybasalt. The most recent eruption took place in 1980 (Verwoerd et al., 1981) and is the only one recorded since the discovery of the island in 1772, although some flows appear to be fresh.

Structural analysis (Chevallier, 1986), stratigraphic and petrologic studies (work in progress) reveal the presence of two volcanic centers (fig.3B). The East center corresponds to the building of the main shield. The West center grew later on the flanks of the former, developing a short but well-developed rift zone trending NE-SW. Both centers were active simultaneously at least during the Holocene period. This double structure is reflected in the morphology by the "bean" shape of the island. The Santa Rosa Valley, in which very few eruptions occurred, is interpreted as a huge landslide generated by repeated intrusions along the arcuate rift-zone.

Volcanism on Marion is chiefly marked by strombolian activity with scoria cones between 40 and 200m high and lava flows of aa type; pahoehoe is subordinate. The strombolian vents have a large average spacing of 1.5km and are located along radial faults delimiting low-lying areas. These lowlands, although less pronounced than the Santa Rosa Valley, have also been interpreted as landslides as a result of general instability of the flanks of the volcano. Following the studies by Fedotov (1976) and Wood

(1980) on the relation between the size of cinder cones and depth of magma chamber, a depth greater than 3km has been proposed for the magma source under Marion (Chevallier, 1986). Hawaiian activity is less common. It is characterized by en échelon segmented fissures marked by spatter ramparts or small scoria cones. Finally surtseyan activity occurred on the submerged coastal plain producing bedded hyaloclastic tuff cones (Verwoerd and Chevallier, 1987). The rate of activity on Marion is very low. A mean of 1 eruption per century can be estimated for the Holocene period (15000y). The other outstanding feature of Marion volcano is the absence of pronounced central activity and summit calderas at both centers. The eruptive activity can be described as typically radial and equally distributed on the flanks of the two shields.

The principal characteristics of Marion volcano are summarized on Table 1.

Gough Island

Gough Island is located 500km east of the South Atlantic axial rift. It lies on a fracture zone of the sea floor also marked by two other seamounts: Mc Nish and RSA (fig.2). The magma extruded constitutes an alkaline suite: basalt, trachybasalt, trachyandesite and trachyte (Le Maitre, 1960, 1962). The volcano was built up during the Pleistocene (1Ma) and the last eruption of Edinburgh Peak is dated at 0,13Ma (Le Roex, 1984).

Recent structural studies (Chevallier, 1987) have led to a distinction between two phases of construction: a basaltic phase closed by a caldera collapse, and a trachytic phase. The basaltic volcano is characterized by a curved, elongated shape that

continues below sea-level (fig.4A). Gough Island has been deeply eroded by radial valleys and by the sea so that the original morphology of the volcano is no longer preserved. However, the radial natural cross-sections show a profile with a clear steepening of the slope toward the center (fig.4B). This leads to the conclusion that a well-developed central cone existed before the caldera collapse and the erosion took place.

The basaltic series was fed and intruded by a dense radial dyke system converging toward the center of the edifice where Edinburgh Peak eventually became the site of the latest eruption on the island. A N125°E parallel dyke swarm is a prominent component of this system and corresponds to the elongation of the island. In this intrusive zone the dyke/country rock ratio is 40%. It narrows toward the center of the volcano where the dyke density increases to nearly 100%. It has been interpreted as a denuded volcanic rift zone. The rest of the radial system is composed of swarms in which the density of intrusion is 20% on average, becoming progressively more dense toward the center of the edifice. The type of basaltic activity on Gough is unfortunately difficult to document. Thick flows, aa flows and interstratified scoria cones are found. The density of the intrusive system and the rarity of big scoria cones suggest that fissure eruptions rather than strombolian eruptions may have occurred towards the center.

At the end of the basaltic period a caldera was formed. It corresponds to the Tarn Moss plateau which shows a morphology typical of infilling. The term "shield caldera" has been given to this collapse. A shield caldera is defined as one that has a large diameter relative to the diameter of the edifice, and heralds the close of a magmatic period. On the other hand, a summit caldera (for which we have no firm evidence on Gough because of erosion

but which does exist elsewhere e.g. on Piton de la Fournaise, see below) has a small diameter compared to the diameter of the edifice and is contemporaneous with the volcanic activity. From the size of the caldera on Gough, a 4km deep magma chamber has been inferred. It is possible that this caldera may have been initiated by cone fracturing as suggested by concentric dykes (cone sheets ?) that intruded along its rim.

A SW-NE profile of the island shows the strong asymmetry of the volcano. On the southwest the caldera was open to the sea (where most of the trachytic flows escaped). Slope breaks affecting the basaltic substratum and the general arcuate morphology of the edifice suggest that landslides, similar to that of Santa Rosa Valley on Marion, developed on the flanks during the basaltic period.

The trachytic volcanism produced plugs, domes, thick flows and thin pumice fall deposits. It is not detailed in this paper since the comparison will be restricted to basaltic edifices in order to arrive at a model of a basaltic volcano.

A summary of the main features of this volcano is given on Table 1.

Tristan da Cunha.

The Tristan group comprises three islands: the active volcano of Tristan da Cunha and the two eroded older edifices Inaccessible and Nightingale, all three resting on the same submarine plateau. This is located on the edge of the South Atlantic Ridge, 500km east of the axial rift. It is the westernmost volcanic pile of a group of scattered seamounts forming the western portion of the Walvis Ridge.

The comprehensive petrological account by Baker et al. (1964) shows that the volcanic rocks belong to a potassic alkaline suite: k-alkali basalt, k-trachybasalt, k-trachyandesite, k-trachyte. The trachybasalt is by far the most abundant lava. Mc Dougall and Ollier (1982) published apparent K-Ar ages ranging from 0.21 ± 0.01 Ma to 0.01 ± 0.02 Ma and Ollier (1984) gave a geomorphological description of the three islands.

Recent geological investigations led to a new dynamic interpretation of the volcano (Chevallier and Verwoerd, in press). Volcanic activity on Tristan da Cunha appears to be characterized by a dual feeding system: central and lateral (fig.5A). This duality is firstly reflected in the morphology of the edifice that clearly shows a steep (30°) central cone and low angle (8°) lateral flanks. Secondly, the distribution of dykes and cones strengthens the conclusion. A dyke swarm is well exposed in the central cone because of strong erosion. The density of intrusion, which is far higher than in the cliffs surrounding the island as well as their excellent radial pattern centered on the summit, are good arguments to conclude that the dykes exploited hydraulic fractures generated by a magma column (fig.5B). The lack of fissure activity on the flanks of the central cone suggests that none, or few of these dykes could have been eruption feeders and that the central activity appears to be restricted to a summit position i.e. at the top of the magma column. Abundant pyroclastic products have been ejected through the summit crater as a result of hydrovolcanic activity due to the presence of a lake and/or a shallow water table. This pyroclastic material contributed in large part to the construction of the central cone.

In contrast, the lateral activity occurred at a much lower level on the flanks of the volcano. The style of eruption was

strombolian, resulting in scoria cones and flows. Dykes and a number of lateral vents occurred along radial fractures that appear to be concentrated along two tectonic axes trending $N170^\circ E$ and $N80^\circ E$ (fig.5A). These directions are also found in the morphology of the underwater edifice as revealed by the marine bathymetry. $N170^\circ E$ is recognized as the major axis for several reasons: (1) It corresponds to long dykes and eruptive fissures; (2) it connects the two most recent eruptions (1961 and Stony Hill) of rather unusual character (trachyandesitic, entirely effusive); and (3) it is the direction of a slight migration of the summit crater. This tectonic axis is also parallel to the compressive component of the stress field recorded for a cluster of earthquakes in the sea floor 500 km north of the island. As in the case of Nakamura's examples (1977), Spanish Peaks (Muller, 1986) and the Canary Islands (Feraud et al., 1985), it is concluded that the regional stress field has played a role in the orientation of the dykes of Tristan da Cunha.

A concentration of vents in a circular zone around the central cone leads to the conclusion that the effect of a ring structure is added to the radial fracturing. Conical fracturing is inferred at depth. Accepting the dynamic interpretation of Phillips (1974) for cone sheet emplacement, such cone fractures on Tristan da Cunha probably result from shear planes created by uplift of the roof of the magma chamber (fig.5B). In this case the uplift must have contributed to the elevation of the central cone. Considering the diameter of the ring structure, a magma chamber not deeper than 5 km can be inferred for Tristan da Cunha volcano.

Finally, segmented en échelon fissures can be seen in plan and segmented en échelon dykes have been observed in vertical cliffs as they approach the surface and feed scoria cones (Chevallier and

Verwoerd, in press). They are related to slope instability; similar conditions also exist at other volcanoes. If a dyke propagates to the surface it will enter a zone of mixed mode stress: tensile separation plus anti-plane shearing, as a result of topographic contributions to the three-dimensional stress field, and will start segmenting. However, on Tristan da Cunha slope failures or landslides did not develop as on some other volcanoes (Marion, Gough, Piton de la Fournaise) where supplementary triggering factors e.g. a volcanic rift zone exist.

The characteristics of Tristan da Cunha volcano are summarized in Table 1.

Piton de la Fournaise on Réunion.

The Mascarene Archipelago is composed of the three volcanic islands of Réunion, Mauritius and Rodriguez (fig.1). Réunion Island consists of two overlapping shield volcanoes. The older one is the dormant Piton des Neiges, Pleistocene in age (McDougall, 1971b). Its final eruptive phase has been dated at 0.03 Ma (Gillot and Nativel, 1982). The younger one is the active volcano of Piton de la Fournaise built on the southwest flank of the former some 0.36 Ma ago (Mc Dougall, 1971b) (fig.6A). Relationships between magnetic anomalies and transform faults on the one hand and the structure and tectonics of Réunion and Mauritius on the other hand suggest that the volcanism of the Mascarene Islands has been structurally controlled and that the Réunion volcanoes resulted from reactivation of a paleorift N120°E dated by magnetic anomaly 27 (Chevallier and Vatin Perignon, 1982). Piton des Neiges and Piton de la Fournaise were built up on this N120°E direction (fig.6A).

Piton de la Fournaise lavas consist of transitional slightly alkaline basalt (Upton and Wadsworth, 1972; Ludden, 1978). Structural studies (Chevallier and Bachélery, 1981; Bachélery and Chevallier, 1982) show that the volcano evolved over four periods each characterized by specific structures, tectonics and magmatic evolution. The first three periods are concluded by three large caldera collapses (fig.6B) which are inferred to be connected with deep subcrustal magma chambers. The edifice has a horse-shoe structure as a result of arcuate volcanic rift zones and a huge landslide (The Grand Brûlé) affecting its east flank so that the caldera is open to the sea. This landslide has been interpreted as resulting from the combined effect of a sloped substratum (the Piton des Neiges) and the emplacement of dykes along the curved rift zones. Activity along the rift zones outside the caldera is rather weak (six eruptions recorded in 300 years) but is characterized by big strombolian vents and great volumes of lava.

Ninety five per cent of the present activity is restricted to the caldera of Enclos Fouqué (fig.6C). The activity is fairly central and is concentrated around a 600m cone with 25° slopes (fig.6D). The rate of activity is high with an average of one eruption every 1.5 years but the magma discharge is low: 0.32m³/s, compared with 0.8m³/s on Etna and between 1 and 3m³/s on Hawaii (Bachélery, 1981). A series of pit craters (or summit calderas) occupy the summit of the cone. They consist of overlapping circular cauldrons. Their rapid evolution (succession of opening, enlarging and infilling) has been recorded since the 18th century and is inferred to reflect the migration of an axial magma column within the cone. This column develops a dense system of radial hydraulic cracks that feed eruptions on the flanks of the central cone. These eruptions are chiefly of the fissural type, with

spatter cones and spatter ramparts, and are emplaced along en échelon segments that migrate from top to base, and usually last from a few hours to a few days. Accurate mapping and structural analysis of the summit area allowed the demarcation of zones of extension and sliding on the central cone (Bachelery et al., 1982). General instability towards the east and the south-east is found and controls the tectonic pattern of eruptions.

On the lower flanks of the cone and on the floor of the caldera, eruptions are more strombolian in style, building small scoria cones (20 to 50m high) and are steady for a few days to a few weeks, producing a greater amount of lava than the central eruptions. As on Tristan da Cunha, a concentration of strombolian vents around the base of the central cone suggests the presence of conical fracturing at depth. The central cone owes its origin both to accumulation of short lava flows and to uplifting as a result of shearing along these conical fractures.

Since 1980 a volcanological observatory has monitored the volcano. Earthquakes recorded before eruptions indicate a shallow magma chamber (between 2 and 4 km) below the summit (Bachelery and al., 1982; Lenat et al., in press).

Table 1 provides a summary of the principal characteristics of Piton de la Fournaise volcano.

THE GEOLOGICAL MODEL.

The many features that these four examples have in common (Table 1) allow the construction of a combined geological model of an ideal intraplate volcano.

Firstly, it has been shown above that regional tectonics makes an imprint on oceanic intraplate volcanoes in two ways: 1) by reactivation of pre-existing structures and 2) by local response to the regional stress field. Marion and Réunion islands exhibit good evidence of reactivation. This kind of tectonics affects the whole lithosphere, regulating the volcanism on a geological time scale, but does not influence the geometry of the feeding and eruptive systems in the upper parts of the edifice and at surface. Such tectonics is a long range phenomenon which will not be taken into account in our mechanical model. On the other hand, the stress field developed inside a volcano, due to regional pressures, can be of great importance in this study. Nakamura's assumption (1977) that beyond the influence of the magma chamber dyke intrusion would occur in parallel with the maximum compressive regional stress, has been confirmed by mechanical modeling on theoretical grounds (Tsunakawa, 1983) and on geological grounds in the case of Spanish Peaks, Colorado (Muller, 1986). Parallelism between the direction of principal regional stress deduced from dyke orientations and recorded compressive movement has been established on volcanoes of the Canary island group in the North Atlantic (Feraud et al., 1985). Similarly we have related the main direction of intrusion on Tristan da Cunha with the direction of compression recorded in the sea floor 500km north of the island (Chevallier and Verwoerd, in press). Unfortunately such relationships can not be established for the other islands. The regional stress field is still a great unknown in most oceanic areas. Nevertheless the influence of a regional stress field can be simulated by horizontal side pressure on a mechanical model as shown below.

An idealized geological model of the internal structure of an intraplate volcano is given in fig.7. Deep volcanic roots connected to production zones or subcrustal magma chambers are not detailed since too little documentation exists at this stage. Only Piton de la Fournaise displays a series of wide caldera rims that may bear a direct relationship with deep and wide magma chambers. The upper structural levels are better known and have been used in this model.

The magma chamber

In all four examples, tectonics, structure and eruptive dynamics point towards a shallow reservoir between 2 and 4km below the summit. An average depth of 3km for the shallow reservoir has been found on many other basaltic volcanoes, e.g. Hawaii (Decker, 1987; Klein et al., 1987) and Krafla in Iceland (Tryggvason, 1986; oral communication by Sigvaldason, 1987). This depth corresponds as well to a state of mechanical equilibrium, or "neutral buoyancy" (Ryan, 1987b) inside volcanoes.

The shape and size of this reservoir are based on the geometry of plutonic complexes that can be found around the world and are supposed to represent ancient magma chambers. The plutons of the Kerguelen archipelago (Giret, 1985; Giret and Lameyre, 1983) are of a special interest here. Firstly, they were undoubtedly once connected to oceanic intraplate volcanoes of the Indian Ocean, like those described in this paper. Secondly, they have an age range of 23Ma, thus reflecting different structural levels exposed by different degrees of erosion: deep, hypovolcanic and subvolcanic. The deep complexes are characterized by stratified peridotite and gabbro, like the ophiolites, attributable to magmatic sedimentation on the flat bottom of a chamber. The

hypovolcanic complexes of Kerguelen display a half-ovoid shape with successive cooling envelope from basic on the outside towards more differentiated inside. They range between 1km and 10km in diameter, averaging about 4km. The shallower, subvolcanic complexes are not relevant to our model: they are connected with more siliceous differentiates, less than 1km in diameter and plug or rocket-like in shape. Other examples of gabbroic to granitic complexes that may be interpreted as cooled magma reservoirs within shield volcanoes occur in southeastern Iceland, e.g. the Vesturhorn intrusion, 3km wide (Roobol, 1974). It thus seems reasonable to postulate an idealized magma chamber 3km deep and 3km wide, with a flat floor and sloping wall and roof sections.

The magma column

Central activity is observed on Piton de la Fournaise, Tristan da Cunha and Gough, and is ascribed to the rise of a magma column above the chamber. Such a magma column explains the summit eruptions, the central cone, the radial system of dykes or eruptive fissures, and the summit caldera or craters observed on the three volcanoes cited above. It is considered that at any one time the column will be partly molten and partly consolidated.

The summit caldera

At the top of the magma column a summit caldera or pit crater may form. Piton de la Fournaise shows one whereas Gough is too deeply eroded. Summit calderas are ephemeral structures that evolve rapidly as a function of the magma supply, the discharge rate, the migration of the column and stability of the collapsing block. In the case of Tristan da Cunha a summit crater is present but resulted from explosive, hydrovolcanic activity.

The radial hydraulic fractures

The column develops a dense system of radial hydraulic fractures responsible for the fissure eruptions described on surface. Hydraulic fracturing can occur when the pressurized magma (that acts as the fluid in this case) is injected into the discontinuities of the country rock and opens them up. A radial hydraulic fracture will form when the magma pressure is higher than the combined action of the tangential stress σ_3 and the tensile strength of the rock. Such conditions can be met easily within the central cone.

The lateral fractures

Lateral activity, responsible for strombolian eruptions, is very prominent on Gough and Marion but less prominent on Tristan da Cunha and Piton de la Fournaise. We suggest that the lateral vents are fed by dykes generated at a deeper level than the hydraulic radial fractures, i.e. on the walls of the magma chamber itself. Due to higher confining pressure, hydraulic fracturing is unlikely to occur and tension cracks are therefore invoked to explain their formation. Tension cracks develop parallel to the direction of the principal stress σ_1 .

The cone fractures

Adopting Phillips' (1974) dynamical model, cone sheets (or fractures) form as a result of uplifting of the roof of the magma chamber resulting in uplift of the central part of the volcano. This is most likely to happen if the profile of the chamber has a break between wall and roof as shown in fig.7. The cone fractures represent potential shear planes along a zone of weakness as shown

on Robson and Barr's (1964) model. This does not necessarily mean that cone sheets will form resulting in a well-defined ring structure at the surface, but will favour the concentration of lateral eruptions around the base of the central cone, as illustrated by Tristan da Cunha and Piton de la Fournaise. The Gough caldera, formed during the close of the basaltic period, may also be related to such a cone fracture system. On Marion a caldera is not evident.

The rift intrusions

Rift eruptions are supposed to form as a result of large withdrawals of magma from the bottom part of the chamber. This assumption will have to be tested from the mechanical point of view.

The central cone

A well-developed central cone is present on two volcanoes (Tristan da Cunha and Piton de la Fournaise), and is inferred on Gough, but does not exist on Marion. This goes together with the fact that Marion is a volcano without characteristic central activity. The central cone has a dual origin: (1) accumulation of pyroclastic and effusive products as a result of prominent central activity and (2) uplift associated with shear cone fractures at depth. An average slope of 25° is assumed in our model.

Downslope movements

On the flanks of the volcanic edifice downslope movements of two kinds are common. In the first kind the topographic effect develops a mixed mode stress field in the superficial parts of the edifice. The en échelon segmentation of dykes has been attributed

to the presence of this near-surface stress field (Chevallier and Verwoerd, in press). In the second kind a full landslide develops. Triggering factors are necessary in this case e.g. dyke emplacement along an arcuate volcanic rift zone (Marion, Gough, Piton de la Fournaise). For Piton de la Fournaise the sloped substratum formed by the Piton des Neiges volcano would be an additional factor. The same kind of relationship between landslide, curved intrusive zone, and sloped substratum is described on Kilauea (Duffield, 1975; Swanson et al., 1976) or Mauna Loa (Lipman, 1980). However, Gough and Marion show that a sloped substratum is not essential but the arcuate intrusive zone is.

Our geological model based on a comparison of a few islands represents an average oceanic volcano. All examples show some degree of correspondence or departure from this general model. The next question is: what stress distribution is to be expected in the model, and how can the divergences be understood in terms of mechanical behaviour and source characteristics?

THE NUMERICAL MODEL

Description

The analysis of the displacement and stress field utilised is a direct application of the finite element method which is treated in detail by Cheung and Yeo (1979). The basis of the finite element method is that the medium to be analysed is approximated by an assembly of structural elements joined at their nodal points. The displacement components at these nodes become the

unknowns of the problem when external forces are applied to the structure. These displacements are determined by the following system of equations:

$$F = K U$$

F matrix that lists the external forces.

U matrix of resulting displacements.

K stiffness matrix of the structure.

K is obtained by summing the stiffness matrix of each element which is a function of its shape and elastic constants in linear problems. Complex computer programmes exist for solving such problems in Engineering. The one that we used at the Institute for Structural Engineering of the University of Stellenbosch is called ABAQUS and uses quadrangular elements.

As shown in fig.8 the idealized geometry used for the numerical simulation is based on the geological model. It represents a volcano with its central cone and more gentle lower flanks, resting on a piece of oceanic crust. The lateral extent of the crust has been arbitrarily chosen so as to give sufficient distance from the magma system. The magma system is composed of a chamber (floor, walls, roof) and a column. The model is axisymmetric, i.e. it represents a slice of a volcano that can be repeated around the vertical axis. Displacements and stresses in the plane of the section can be calculated. Tangential stresses, perpendicular to the plane can also be calculated but the tangential displacements are zero. The mesh lay-out was determined by the areas where additional accuracy was needed.

Boundary conditions

At the bottom of the crust the vertical displacement in the Z

axis direction is equal to zero. The horizontal displacement in the X axis direction is free.

Along the axis of symmetry of the model, the horizontal displacement in the X axis direction is equal to zero. The displacement in the vertical direction (Z axis) is free.

The topographic surface, the lateral limit of the crust and the boundary of the magma system are free. Vertical and horizontal (X axis) displacements are allowed.

Physical and elastic properties of the model

The medium (i.e. the basalt of the oceanic crust and the volcano itself) is assumed to be continuous and this can be justified by the large scale of the object being modeled. Indeed the degree of fracturing at this scale is such that the material can be considered as continuous. The same approximation is currently accepted in soil mechanics and gives satisfactory results. It must be said that at a smaller scale this approximation will not be true.

It is also assumed that the medium follows a linear elastic law. This is acceptable if the limitations of such a model are made explicit. We are interested in the distribution and intensity of stresses around the magma body and not in the opening and propagation of cracks that need criteria of failure and the use of an elasto-plastic law. Our approach that combines geological observations and linear elastic mechanical analysis, can be seen as an alternative to a purely mechanical elasto-plastic approach.

Finally the medium is taken to be isotropic (or homogeneous) i.e. it possesses the same elastic properties everywhere. This last approximation is certainly not entirely justified especially as far as temperature is concerned. The elastic parameters will

change from the hot chamber to the cold surface. Models are presently being computed that will allow this factor to be taken into account. The elastic parameters are the Young Modulus $E=75000\text{MPa}$ and the Rigidity Modulus $G=30000\text{MPa}$ (Poisson ratio $\nu=2,5$). These values are for an average basalt at ambient temperature (CRC Handbook, 1982; Clark Jr., 1986). Ryan (1987a) proposes a curve of the elastic properties of hawaiian basalt as a function of temperature. This recently published work could not be taken into account in our study but the parameters obtained by the author for low temperatures ($E=60500\text{MPa}$ and $G=26100\text{MPa}$) are the same order of magnitude as those used here.

The loads cases

The body forces (the weight) are applied vertically to each element of the model based on a specific gravity of 2.7 assigned to the medium.

The hydrostatic pressure exercised by the magma as a fluid of specific gravity 2 is represented by a force applied at each node of the boundary of the magma system, and perpendicular to the surface of each element concerned.

Magmatic pressure (due to gas expansion and magmatic confinement) is an overpressure compared to an initial stage where hydrostatic pressure and gravity are in equilibrium and can range up to 35MPa . These magnitudes of magmatic pressure have been used in other models by Dieterich and Decker (1975) and Bianchi et al. (1984). Magmatic pressure (P_{mag}) has been applied, in addition to the hydrostatic pressure, at every knot of the magma system boundary, perpendicularly to the surface of the element concerned.

Deformation in the crust in general occurs for very low values of the differential horizontal pressure (between 1 and 10MPa).

This is proven by in situ measurements (Paquin et al., 1984) and by mechanical analysis (Cloetingh and Wortel, 1985). Regional pressure is here considered to be an external force due to a remote stress field and is constant with depth i.e it is related to intraplate movements (modeled in this case as pure shear). This force has been applied at every node of the vertical side of the model (P_{ext}). It is independent of the horizontal component of the lithostatic pressure. The aim of our model is to look at the stress field that will be in static equilibrium with all these pressure (weight, hydrostatic, magmatic and external).

The loading path

The numerical model was initialized solely with the dead weight. This loading case is not realistic and is not detailed below, but it permits us to control the action of the lithostatic pressure. This first step also acts as a reference, rather than the undistorted shape, to calculate the vertical and horizontal displacements in the medium. Such data will be relevant to a study of ground deformation, which is outside the scope of this paper.

In the second step hydrostatic pressure is applied in the magma chamber and in the column.

Finally, different pressure combinations (P_{mag} / P_{ext}) are applied to the model. Pressure intensities were chosen not for their absolute value that has no great meaning in linear elastic problems, but to give different deviatoric stress i.e. driving pressure values ($P_{ext} - P_{mag}$). Nevertheless their order of magnitude must be realistic to compete with the action of hydrostatic pressure and gravity. The following results are described in the sequence of increasing driving pressure and increasing magmatic pressure (from 0 i.e. hydrostatic pressure

only to 55MPa i.e. combined pressure).

Stress distribution and intensity.

Among numerous data sets obtained from the numerical analysis, four characteristic loading combinations that show increasing values for the driving pressure (5MPa, 15MPa, 30MPa and 50MPa), are presented here (fig.9). Principal stresses σ_1 and σ_2 are in the cross-section plane of the model and σ_3 is normal to it.

Principal stress σ_1 is everywhere compressive (negative numbers). It results chiefly from the action of lithostatic pressure and increases strongly with magmatic pressure. It is mainly concentrated on the wall and on the floor of the chamber where its intensity reaches a maximum. A concentration of stress is also noticed at the top of the column even when hydrostatic pressure alone acts in the chamber. Along the upper third of the column it is a weak function of depth and is little affected by magmatic pressure.

Away from the magma reservoir the principal stress σ_2 is compressive and increases with depth (see fig.10) as expected. This monotonous stress field is strongly perturbed around the magma system where it is alternatively compressive and tensile at different depths (fig.9). It is compressive at the base of the column, on the wall and the floor of the chamber. Compressive stresses remain fairly constant as magma pressure increases. Tensile stresses are connected with sharp corners like the top of the column and the bottom corner of the chamber where its intensity rapidly increases with magmatic pressure. At the roof of the chamber the stress is zero to slightly tensile and becomes slightly compressive to zero away from the boundary of the chamber.

Principal stress σ_3 is tangential to the magmatic system and perpendicular to the section plane (by definition in an axisymmetric model). In the crust σ_3 is compressive and increases with depth. Around the magma system, the field where the stress is tensile is quite large: along the column, on the roof and in the bottom corner of the chamber. When hydrostatic pressure acts alone in the chamber the highest tensile tangential stress is concentrated at the base of the column. As the magmatic pressure increases the envelope of stresses progressively becomes parallel to the column. In the bottom corner of the chamber the tensile stress remains constant. Along the profile of the chamber tensile stress σ_3 decreases as compressive stress σ_1 increases. The point where the tangential stress becomes compressive corresponds to the maximum of compressive stress σ_1 .

Stress trajectories.

Only σ_1 and σ_2 trajectories can be in the plane of the section (fig.10). σ_3 is perpendicular to the plane and acts horizontally.

The driving pressure ($P_{mag} - P_{ext}$) has an effect on the trajectories of the compressive principal stress σ_1 (fig.10). When only hydrostatic pressure acts in the chamber the trajectory is mainly guided by the lithostatic pressure. As the deviatoric field increases the trajectories on the wall of the chamber are reoriented toward the distal lateral part of the edifice. The influence of external pressure is especially marked between fig. 10B and C. Addition of P_{ext} on the side of the model induces a strong reorientation of the compressive principal stress σ_1 at the bottom corner of the magma chamber.

Along the column, the compressive principal stress is

horizontal even when hydrostatic pressure is acting alone. At the base of the column its trajectory is oblique and directed toward the surface. The driving pressure has no effect on the orientation of the stress.

The gravity effect of the sloped surface is revealed in the stress pattern. Principal compressive stress σ_1 undergoes a rotation, particularly striking in the central cone, and becomes sub-parallel to the surface. In the case of low deviatoric field, i.e. when P_{ext} is large compared to P_{mag} , the zone concerned with this rotation is thicker (fig. 10B and C).

Principal stress σ_2 is sometimes tensile with a very restricted distribution. It corresponds to concentrations of stress at sharp corners.

DISCUSSION

The aim of this study is not to predict from numerical simulation alone where and how fractures will open and propagate, but rather to compare a geological model, based on observed volcanological features, with the corresponding computed stress field.

Internal structure and stress field.

A coherent stress pattern can be associated with each structural level of the geological model (fig. 11). At the top of the column stresses σ_2 and σ_3 are tensile but σ_3 remains constant whereas σ_2 is greater and increases with magmatic pressure. Mechanical conditions are in good agreement with conical fractures delimiting

a summit caldera. However, pit craters generally have a more cylindrical shape. An elasto-plastic analysis of a discontinuous medium would be essential for the study of the mechanics of such sinking blocks.

Alongside the column stresses σ_1 and σ_2 are compressive and stress σ_1 is horizontal. They remain constant when magmatic pressure increases whereas tensile stress σ_3 increases. The corresponding structure generated is that of a dense swarm of radial hydraulic fractures. From the mechanical point of view, the intrusion of pressurized magma into such a fracture will be helped by the increasing tensile stress σ_3 and will only have to exceed the tensile strength of the rock which is small along discontinuities. Conditions will be satisfied for hydraulic fracturing to occur but propagation of the fracture can not be predicted by an elastic continuous model. At the base of the column the situation is comparable to the above except that compressive stresses σ_1 and σ_2 rotate and become oblique to the boundary.

At the transitional zone between the roof and the wall of the chamber the principal compressive stress σ_1 increases with magmatic pressure. Stress σ_2 is tensile to zero and σ_3 is tensile. According to the geological model this is the zone where the lateral strombolian radial eruptions and conical shear fractures originate. The stress pattern helps to elucidate this phenomenon. Since stress σ_3 is tensile, the feeding fracture will be radial. On the other hand the large difference between compressive stress σ_1 and stress σ_2 (the latter being zero or slightly compressive away from the boundary) will favor the formation of conical compressive shear fractures. Nevertheless, it must be kept in mind that shearing also depends to a large extent

on other rock mechanic parameters such as friction coefficient and cohesion.

On the wall of the chamber stress σ_1 is compressive, very large and increases strongly with magmatic pressure. The tangential stress σ_3 is slightly tensile. It follows that the dykes feeding lateral eruptions can be interpreted as tension cracks. This means that the trajectory of such fractures would be largely fixed by conditions obtained before fracturing. It was shown above that this trajectory is guided by the value of the driving pressure ($P_{mag} - P_{ext}$).

At the bottom corner of the chamber stresses σ_2 and σ_3 are tensile and the compressive stress σ_1 becomes horizontal when P_{ext} is added to the load case. In the geological model that is where rift eruptions would be generated. As a point of fact, the high magnitude of tensile stress σ_2 would result in a widening and enlargement of the corner of the chamber by the creation of sill-like fractures and intensive withdrawal of magma from the reservoir. On the floor of the chamber the stresses are all compressive. Simple shear or pure shear would be expected but no geological observations have been made on this structural level.

Eruptive scenario.

It is interesting to see how the stress field evolves with the loading path (i.e. increasing magma pressure slightly modified by external pressure) and what structural levels are successively involved (fig.11C).

Along the column the profiles of stresses σ_1 , σ_2 and σ_3 remain fairly flat. At the beginning of the loading path a stress field close to isotropic conditions and low in magnitude prevails between σ_1 and σ_2 . On the roof and on the wall of the chamber the

profiles of the stresses have the same shape and therefore react similarly to the pressure changes. They are characterized by a quick increase of stress σ_1 when P_{ext} and then P_{mag} are added to hydrostatic pressure and an asymptotic flattening of the curve for high pressure. A large deviatoric stress field exists between σ_1 and σ_3 when high pressure is applied. On the bottom corner tensile stress σ_2 increases rapidly and compressive stress σ_1 remains constant.

Among the four volcanoes reviewed in this paper only Piton de la Fournaise has a sustained activity. It is well documented for the last fifty years and the volcano is monitored by an observatory since 1980; five eruptions have occurred since then. Seventy per cent of the eruptive cycles follow a similar pattern (Kieffer et al., 1977; Krafft and G erente, 1977a and b; Chevallier et al., 1981; Bach elery et al., 1982; L enat et al., in press). They usually start at the top of the cone or high on its flanks with the opening of short-lived radial cracks, and then migrate down the flanks to become steady at a lower level. Very few eruptions evolve along the rifts but when they do so, a great amount of magma is produced. In this scenario the different structural levels of the magmatic complex are successively activated: (1) column, (2) roof and wall, (3) bottom of the chamber. This may be compared with the loading path (fig.11). In the first steps of increasing pressure (load cases A,B,C) stress fields σ_1 and σ_2 are constant, very low and isotropic along the column. The value for stress σ_3 is relatively high. Hydraulic radial cracks are easily generated but can not last long because of pressure building up in the deeper structural levels. As the magmatic pressure increases (second step, C,D,E) compressive stress σ_1 reaches its maximum on the roof and the wall of the

chamber. Lateral tension cracks will form at this stage, their direction being guided by the driving pressure. Finally, if the magmatic pressure still increases (beyond E), stress σ_2 will continue to increase and widening will occur at the bottom of the chamber from where rift eruption will be generated. Delimitation between the different eruptive zones and the different loading steps can not be sharp and will necessarily overlap. It is difficult at this stage to test this eruptive scenario at Marion or Tristan da Cunha, the main reason being the lack of sustained activity and detailed chronology.

It must be realized that this parallelism between eruptive scenario, internal structural levels and loading path is still very rough. Most active volcanoes exhibit many variations in the detailed sequence of eruptive events. These variations can probably be assigned to differences and changes in geometric parameters of the magma chamber and the physical characteristics of the medium. Furthermore a loading path on an elasto-plastic discontinuous medium would give different mechanical behaviour.

CONCLUSION.

The approach adopted here is original in the sense that it establishes relationships between different internal structural levels of a volcano inferred from multiple geological observations, and a stress field computed by numerical simulation. In a way it can be seen as a continuation of Anderson's (1935) work.

This idealized basaltic volcano comprising a magma chamber with a roof and walls and a column rising above it, is certainly not a unique model, but it permits an explanation of several of the

internal and surface volcanic features in terms of behaviour under stress. Departures are found like the lack of typical central activity no Marion, with its attendant radial hydraulic fracture system, the lack of a conical structure and a well-developed lateral system instead. A poorly developed magma column and a small magma chamber without a break in the profile may provide an explanation in this case.

The shape of the chamber certainly plays the major role in the distribution of stress inside a volcanic edifice. Numerical models on other shapes for magma systems are in progress and may allow a better understanding of the variations observed between volcanoes.

The stress analysis adopted here on a linear elastic, continuous, isotropic medium appears to be justified when modeling the structure of a whole edifice including the surrounding crust. It will not be the case if surface displacements or more local structural dynamics are to be analyzed. For instance, investigation of the mechanical behaviour of a summit caldera, or the propagation of a fissure from the chamber to surface, or ground deformation, or the triggering of landslides, would require the use of a discontinuous elasto-plastic model. The use of an anisotropic medium with temperature dependent elastic parameters must also be considered.

Analysis of the mechanical behaviour of volcanoes needs to be coupled with rock mechanics like in situ stress measurements and determination of tensile strength of the rocks. Unfortunately, such data on volcanoes are sadly lacking. Geological investigations including petrology, geothermobarometry, seismology and geophysics will also help to improve and constrain the mechanical modeling of volcanoes. This approach also offers an excellent opportunity for experimentation with scaled-down analogical models.

ACKNOWLEDGMENTS.

This research was supported by the Department of Transport and the Department of Environmental Affairs of the Republic of South Africa on a SASCAR programme under the aegis of the Council for Scientific and Industrial Research. The part of the work dealing with Piton de la Fournaise volcano was done at the Observatoire Volcanologique de la Réunion under the aegis of the Institut de Physique du Globe de Paris. We gratefully acknowledge the Island Council of Tristan da Cunha for their sanctioning of research in the island and on Gough. We also wish to thank the Institute for Structural Engineering of the University of Stellenbosch for help and the use of computing facilities.

REFERENCES

Anderson, E.M., The dynamics of the formation of cone-sheets, ring dykes and cauldron subsidence, Proc. roy. Soc. Edinb., 56, 128-157, 1935.

Bachélery, P. and L. Chevallier, volcano-tectonic map of Piton de la Fournaise (1/50 000), Institut de physique du Globe de Paris (Edit.), Direction des Observatoires Volcanologiques Français, Paris, 1982.

Bachélery, P., Le Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion), Etude volcanologique, structurale et pétrologique, thèse Doctorat de spécialité, Université de Clermont Ferrand, 241pp, 1981.

Bachélery, P., P.A Blum, J.L. Cheminée, L. Chevallier, R. Gaulon, N. Girardin, C. Jaupart, F.X. Lalanne, J.L. LeMouel, J.C. Ruegg and P.M. Vincent, Eruption at le Piton de la Fournaise volcano on 3rd February 1981, Nature, 297, 395-397, 1982.

Baker, P.E., I.G. Gass, P.G.Harris and R.W. LeMaitre, The volcanological report of the Royal Society Expedition to Tristan da Cunha, 1962, Phil. Trans. roy. Soc., A, 256, 439-478, 1964.

Bianchi, R., A. Coradini, C. Federico, G. Giberti, G. Sartoris and R. Scandone, Modelling of surface ground deformation in the phlegrean fields volcanic area, Italy, Bull. Volcanol., 47, 321-330, 1984.

Bonazia, V., F. Pingue and R. Scarpa, A fluid-filled fracture as possible mechanism of ground deformation at phlegrean fields, Italy, Bull. Volcanol., 47, 313-320, 1984.

Cheung, Y.K. and M.F. Yeo, A practical introduction to finite element analysis, Pitman Publishing Limited, London, 1979.

Chevallier, L., Tectonics of Marion and Prince Edward volcanoes (Indian Ocean) result of regional control and edifice dynamics, Tectonophysics, 124, 155-175, 1986.

Chevallier, L., Tectonics and structural evolution of Gough volcano: a volcanological model, J. Volcanol. Geotherm. Res., 32, 1987.

Chevallier, L. and P. Bachélery, Evolution structurale du volcan actif du Piton de la Fournaise, Ile de la Réunion, Océan Indien Occidental, Bull. Volcanol., 44-4, 723-741, 1981.

Chevallier, L., F.X. Lalanne, P. Bachélery and P.M. Vincent, L'éruption du mois de Février 1981 au Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion- Océan Indien), Phénoménologie et remarques structurales, C.R. Acad. Sc. Paris, 239, 187-190, 1981.

Chevallier, L. and N. Vatin-Perignon, Volcano-structural evolution on Réunion Island, Indian Ocean, Bull. Volcanol. 45-4, 285-298, 1982.

Chevallier, L. and W.J. Verwoerd, A dynamic interpretation of Tristan da Cunha volcano, South Atlantic Ocean, J. Volcanol.

Geotherm. Res. (in press).

Clark Jr, S.P., Handbook of physical constants. Geol. Soc. Am. Mem., 97, 587pp, 1986.

Cloetingh, S. and R. Wortel, Regional stress field of the Indian Plate, Geophys. Res. Letters, 12, 77-80, 1985.

C.R.C. Handbook of physical properties of rocks, R.C. Carmichael Ed., Vol II, C.R.C. Press, Inc. Boca Aton.

Davis, P.M., Surface deformation associated with a dipping hydrofracture. Jnl. Geophys. Res., 88, 5826-5834, 1983.

Decker, R.W., Dynamics of Hawaiian volcanoes. An over view, in "Volcanism in Hawaii", U.S.G.S. Prof. Pap., 1350, vol.II, 997-1018, 1987.

Dieterich, JH. and R.W. Decker, Finite element modeling of the surface deformation associated with volcanism., Jnl. Geophys. Res., 80, 4094-4102, 1975.

Duffield, W.A., Structure and origin of the Koae fault system, Kilauea volcano, Hawaii, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 856, 12pp., 1975.

Eaton, J.P., Crustal structure and volcanism in Hawaii in: the crust of the Pacific Basin, Geophys. Monogr. Ser., Vol.6, edited by G.A. Macdonald and H. Kuno, AGU, Washington, D.C., 13-29, 1962.

Fedotov, S.A., Ascent of basic magmas in the crust and mechanism of basaltic fissure eruptions, Int. Geol. Rev., 20, 33-48, 1976.

Feraud, G., G. Giannerini, R. Campredon and C.J. Stillman, Geochronology of some Canarian dyke swarms: contribution to the archipelago, J. Volcanol. Geotherm. Res., 25, 29-52, 1985.

Fiske, R.S. and W.T. Kinoshika, Inflation of Kilauea volcano prior to its 1967-1968 eruption, Science, 165, 341-349, 1969.

Gillot, P.Y. and P. Nativel, K.Ar chronology of the ultimate activity of Piton des Neiges volcano, Réunion Island, Indian Ocean, J. Volcanol. Geotherm. Res., 13, 131-146, 1982.

Giret, A., Le plutonisme océanique intraplaque. Exemple de l'Archipel Kerguelen (TAAF), Thèse de Doctorat ès Sciences, Université P. and M. Curie, Paris VI, 290pp, 1983.

Giret, A. and J. Lameyre, A study of Kerguelen plutonism: petrology and geochronology, geological implications. SCAR/IUGS symposium on Antarctic Earth Science in Adelaide, R.L. Oliver, P.R. James and J.B. Jago Edit., Cambridge University Press, 646-651, 1983.

Jackson, D.B., D.A. Swanson, R.Y. Koyanagi and T.L. Wright, The August and October 1968 east rift eruptions of kilauea volcano, Hawaii, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 890, 33pp, 1975.

Jeffreys, H., Note on fracture, Proc. roy. Soc. Edinb., 56, 158-163, 1935.

Kieffer, G., B. Tricot and P.M. Vincent, Une éruption inhabituelle (Avril 1977) du Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion): ses enseignements volcanologiques et structuraux, C.R. Acad. Sc. Paris, 285, 957-960, 1977.

Klein, F.W., R.Y. Koyanagi, J.S. Nakata and W.R. Tanigawa, The seismicity of Kilauea magma system, U.S.G.S. Prof. Papers n^o 1350, vol.II, 1019-1186, 1987.

Krafft, M. and A. Gérente, L'activité du Piton de la Fournaise entre Octobre 1972 et Mai 1973 (Ile de la Réunion, Océan Indien), C.R. Acad. Sc. Paris, 284, 607-610, 1977a.

Krafft, M. and A. Gérente, L'activité du Piton de la Fournaise entre Novembre 1975 et Avril 1976 (Ile de la Réunion, Océan Indien), C.R. Acad. Sc. Paris, 284, 2091-2094, 1977b.

LeMaitre, R.W., The Geology of Gough Island, South Atlantic, Overseas Geol. and Min. Resources 7, 371-380, 1960.

LeMaitre, R.W., Petrology of volcanic rocks, Gough Island, South Atlantic, Bull. geol. Soc. Amer., 73, 1309-1340, 1962.

Lénat, J.F., P. Bachélery, A. Bonneville, P. Tarits, J.L. Cheminee and H. Delorme, The december 4th February 1984 eruption of Piton de la Fournaise (La Réunion, Indian Ocean), Dynamism of magma transfers, J. Volcanol. Geotherm. Res. (in press).

LeRoex, A.P., Geochemistry, mineralogy and magmatic evolution of

the basaltic and trachytic lavas from Gough Island, South Atlantic, Jour. Petrol., 26, 149-186, 1984.

Lipman, P.M., The Southwest rift zone of Mauna Loa: Implications for structural evolution of Hawaiian volcanoes, Am. Jour. Sc., 280, 752-776, 1980.

Ludden, J.N., Magmatic evolution of the basaltic shield volcanoes of Reunion Island, J. Volcanol. Geotherm. Res., 4, 171-198, 1978.

McDougall, I., Geochronology, In: E.M. van Zinderen Bakker, J.M. Winterbottom and R.A. Dyer (Editors), Marion and Prince Edward Islands, A.A. Balkema, Cape Town, 72-77, 1971a.

McDougall, I., The geochronology and evolution of the young volcanic island of Reunion, Indian Ocean, Geochem. et Cosmochem. Acta, 35, 261-288, 1971b.

McDougall, I. and C.D. Ollier, Potassium argon ages from Tristan da Cunha, South Atlantic, Geol. Mag., 119, 87-93, 1982.

Mogi, K., Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformation of the ground surfaces around them, Bull. Earthquake Res. Institute, 36, 99-135, 1958.

Muller, O.H., Changing stresses during emplacement of the radial dyke swarm of Spanish Peaks, Colorado, Geology, 14, 157-159, 1986.

Nakamura, K., Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation, principle and proposal., J. Volcanol. Geotherm. Res.,

2, 1-16, 1977.

Ollier, C.D., Geomorphology of South Atlantic volcanic Islands, Part I: The Tristan da Cunha Group, Z. Geomorph. N.F., 28, 357-382, 1984.

Paguin, C., J. Bloyet and C. Angelidis, Tectonic stresses on the boundary of the Aegean domain: "in situ" measurements by overcoring, Tectonophysics, 110, 145-150, 1984.

Paul, A., J.P. Gratier and J.A. Bourdon, A numerical model for simulating deformation of mount St Helens volcano, Jnl. Geophys. Res. (in press).

Phillips, W.J., The dynamics emplacement of cone sheets, Tectonophysics, 24, 69-84, 1974.

Pollard, D.D., Equations for stress and displacement fields around pressurized elliptical holes in elastic solids, Mathem. Geol., 5, 11-25, 1973a.

Pollard, D.D., Derivation and evaluation of a mechanical model for sheet intrusions, Tectonophysics, 19, 233-269, 1973b.

Pollard, D.D., P.T. Delaney, W.A. Duffield, E.T. Endo and A.T. Okamura, Surface deformation in volcanic rift zones, Tectonophysics, 94, 541-584, 1983.

Pollard, D.D. and G. Holzhausen, On the mechanical interaction between a fluid-filled fracture and the earth's surface,

Tectonophysics, 53, 27-57, 1979.

Roobol, M.J., The geology of the Vesturhorn intrusion, SE Iceland. Geological Mag., 111, 4, 273-285, 1974.

Ryan, M.P., Elasticity and contractancy of Hawaiian olivine tholeiite and its role in the stability and structural evolution of subcaldera magma reservoirs and rift systems, in "Volcanism in Hawaii", U.S.G.S. Prof. Papers n^o1350, 1395-1447, 1987a.

Ryan, M.P., Neutral buoyancy and the mechanical evolution of the Hawaiian reservoirs and rift zones, in "Hawaiian Symposium on How volcanoes work", 18-25 Jan 1987, Hawaii, abstract, 217, 1987b.

Ryan, M.P., J.Y.K. Blevins, A.T. Okamura and R.Y. Koyanagi, Magma reservoir subsidence mechanics: Theoretical summary and application to kilauea volcano, Hawaii, Jnl. Geophys. Res., 88, 4147-4183, 1983.

Robson, G.R. and K.G. Barr, The effect of stress on faulting and minor intrusions in the vicinity of a magma body, Bull. Volcanol., XXVII, 315-350, 1984.

Swanson, D.A., W.A. Duffield and R.S. Fiske, Displacement of the South Flank of Kilauea Volcano: the result of forceful intrusion of magma into the rift zones, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 963, 1-139, 1976.

Tryggvason, E., Multiple magma reservoirs in a rift zone volcano: ground deformation and magma transport during the september 1984

eruption of Krafla, Iceland, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 28, 1-44, 1986.

Tsunakawa, H., Simple two-dimensional model of propagation of magma-filled cracks, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 16, 335-343, 1983.

Upton, B.G.J. and W.J. Wadsworth, Aspects of magmatic evolution on Reunion Island, *Phil. Trans. roy. Soc. London A.*, 271, 105-130, 1972.

Verwoerd, W.J., Geology. In: E.M. Van Zinderen Bakker, J.M. Winterbottom and R.A. Dyer (Editors), Marion and Prince Edward islands, A.A. Balkema, Cape Town, 40-62, 1971.

Verwoerd, W.J. and L. Chevallier, Contrasting types of surtseyan tuff cones on Marion and Prince Edward islands, South West Indian Ocean, *Bull. Volcanol.*, 49, 399-417, 1987.

Verwoerd, W.J., S. Russell and A. Berruti, 1980 volcanic eruption reported on Marion Island, *Earth Planet Sci. Lett.*, 54, 153-156, 1981.

Walsh, J.B. and R.W. Decker, Surface deformation associated with volcanism, *Jnl. Geophys. Res.*, 76, 3291-3308, 1971.

Wood, C.A., Morphometric evolution of cinder cones, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 7, 387-413, 1980.

Yokoyama, I, A model for the crustal deformations around

volcanoes, *Jnl. Phys. Earth*, 19, 199-207, 1971.

FIGURE CAPTIONS.

Fig.1: Historical development of mechanical modeling of volcanoes (see text for explanation). A) Anderson (1935), B) Robson and Barr (1964), C) Pollard (1973b), D) Mogi (1958), E) Yokoyama (1971), F) Walsh and Decker (1971), G) Pollard and Holzhausen (1979), H) Ryan et al. (1983), I) Davis (1983), J) Dieterich and Decker (1975), K) Bianchi et al. (1984), L) Paul et al. (in press).

Fig.2: The four intraplate volcanic islands selected for comparative study.

Fig.3: Marion Volcano. (A) Regional tectonic setting. (B) Structural sketch map of Marion. The West shield developed later on the flank of the main (East) shield. (C) Profile of Marion as seen from Prince Edward. Note the absence of a central cone.

Fig.4: Gough Volcano. (A) Structural map. (B) Cross-section. The existence of a central cone during the basaltic period is inferred from the paleoprofile of the edifice.

Fig.5: Tristan da Cunha Volcano. (A) Structural map. The N170°E tectonic axis is parallel to the compressive component of the regional stress field. (B) Internal structure of the edifice inferred from surface observations.

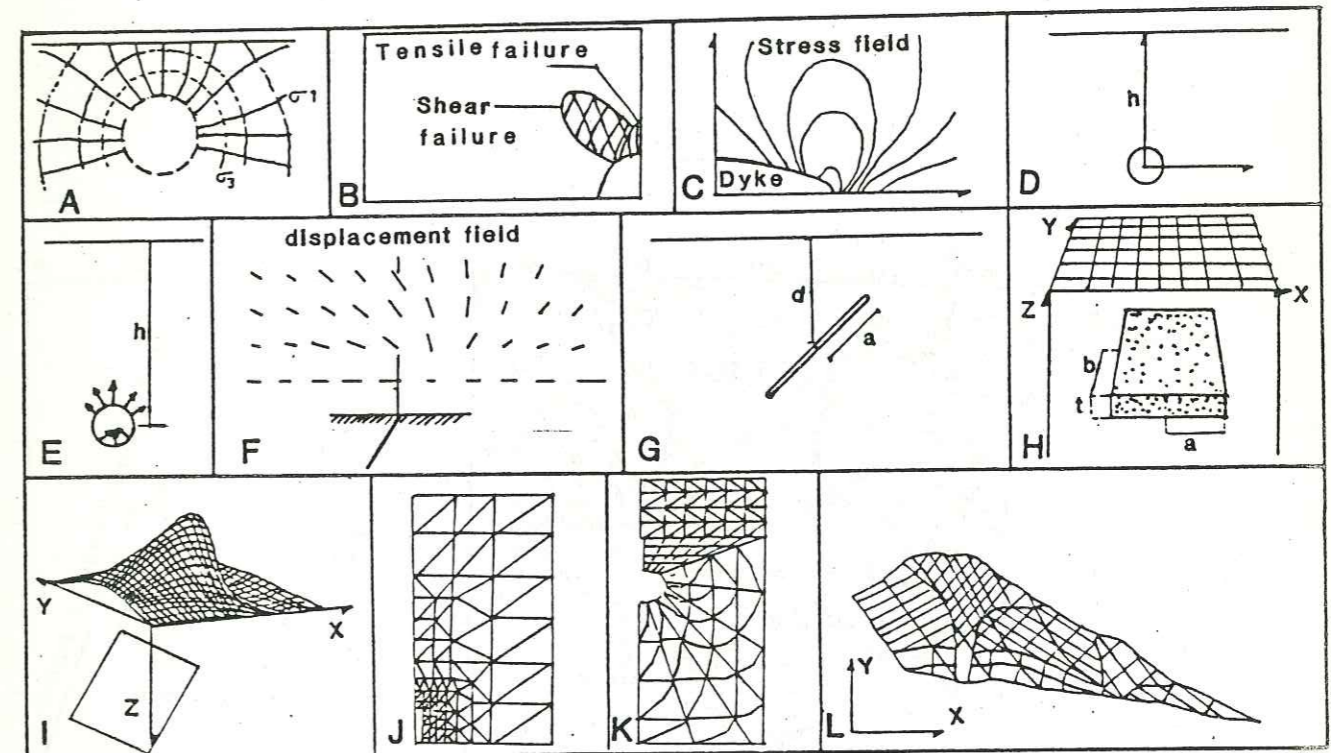


Fig 1

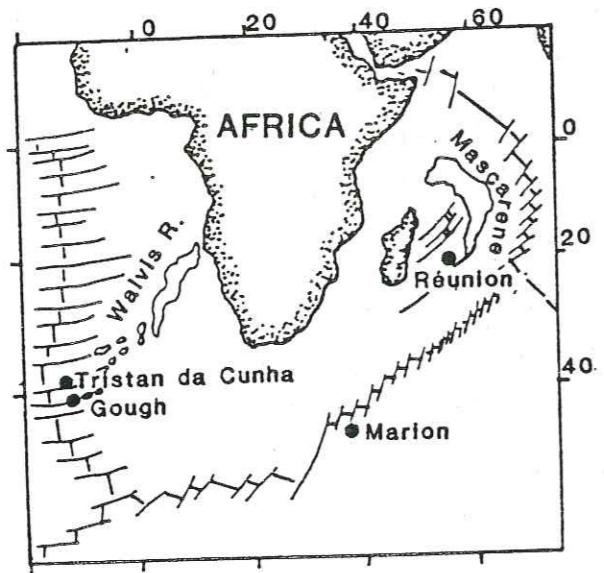


Fig 2

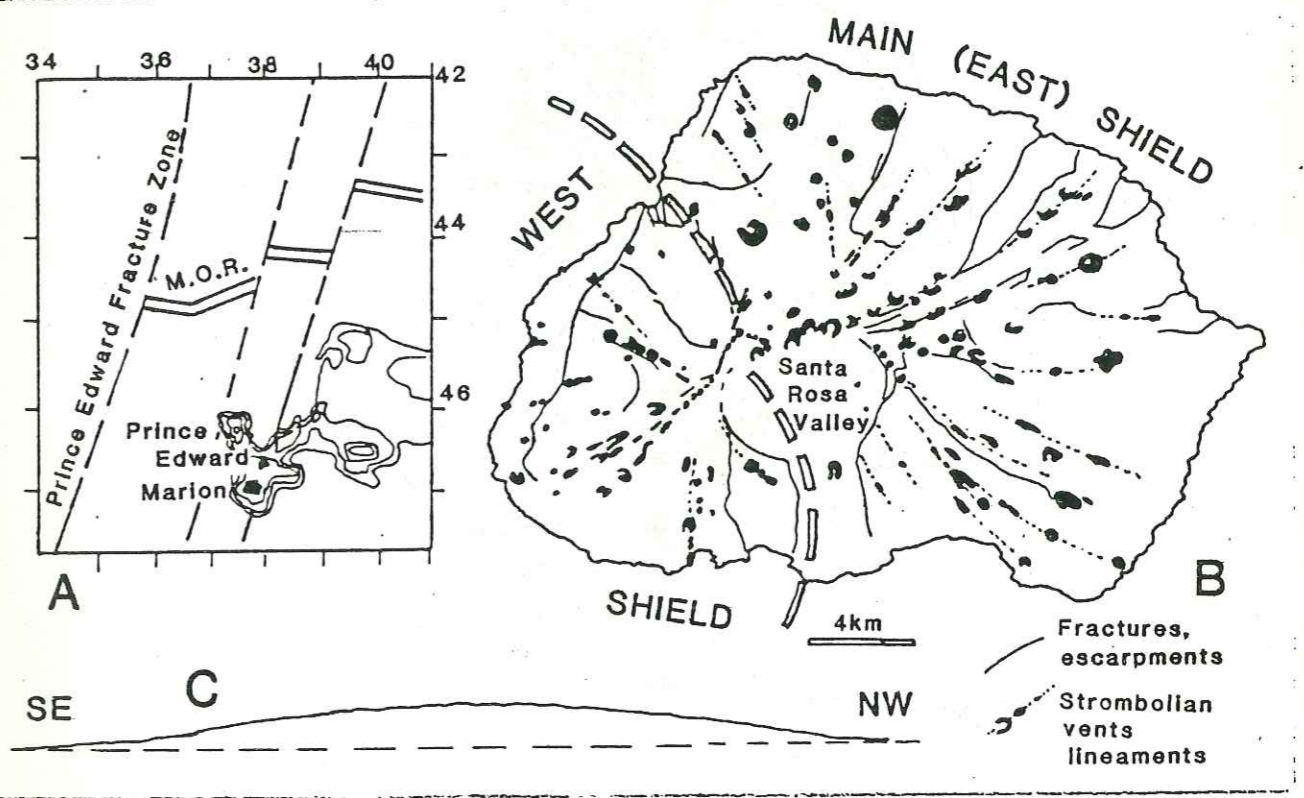


Fig 3

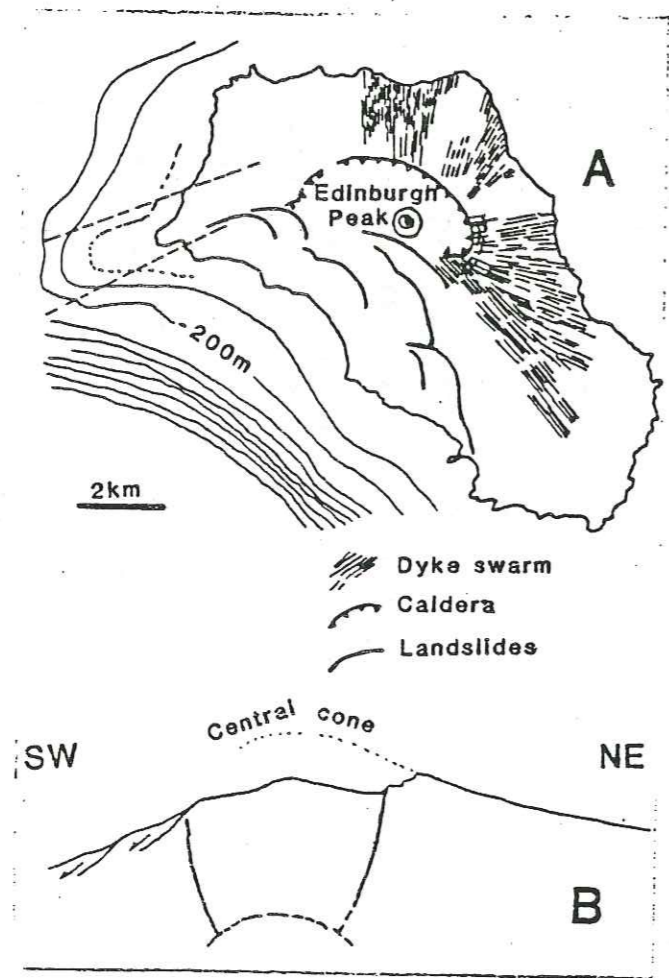


Fig 4

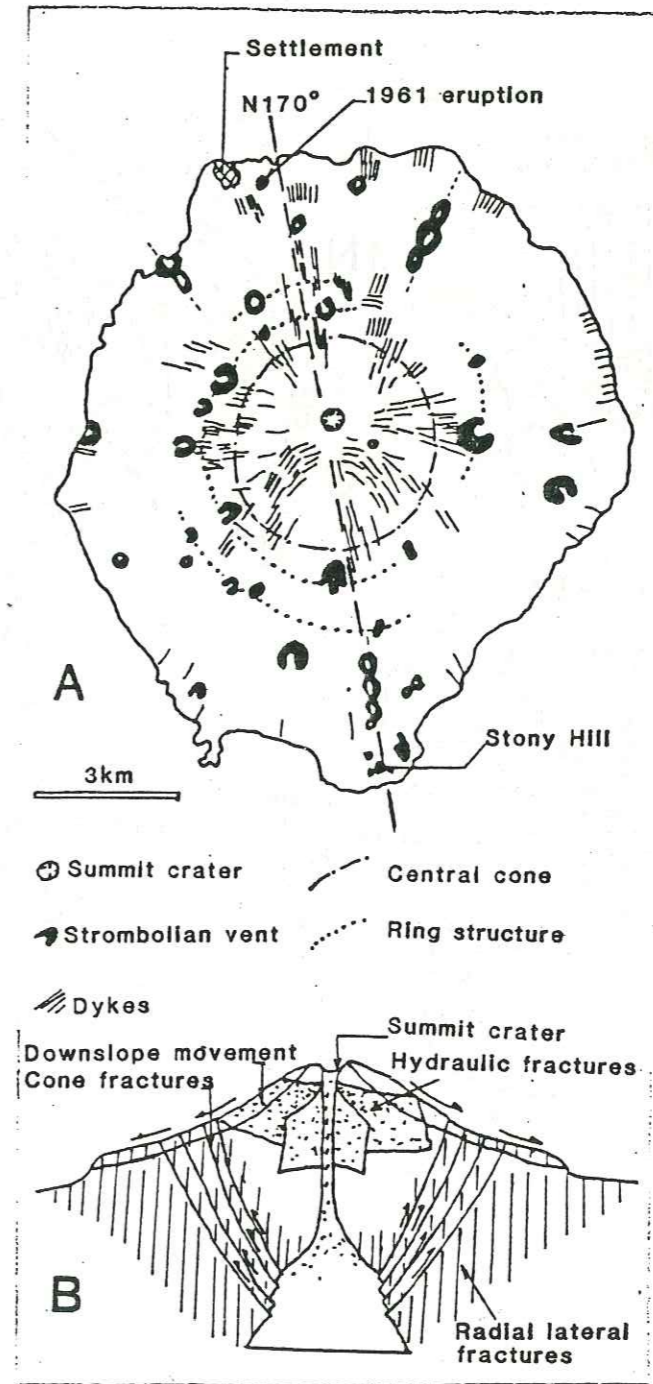


Fig 5

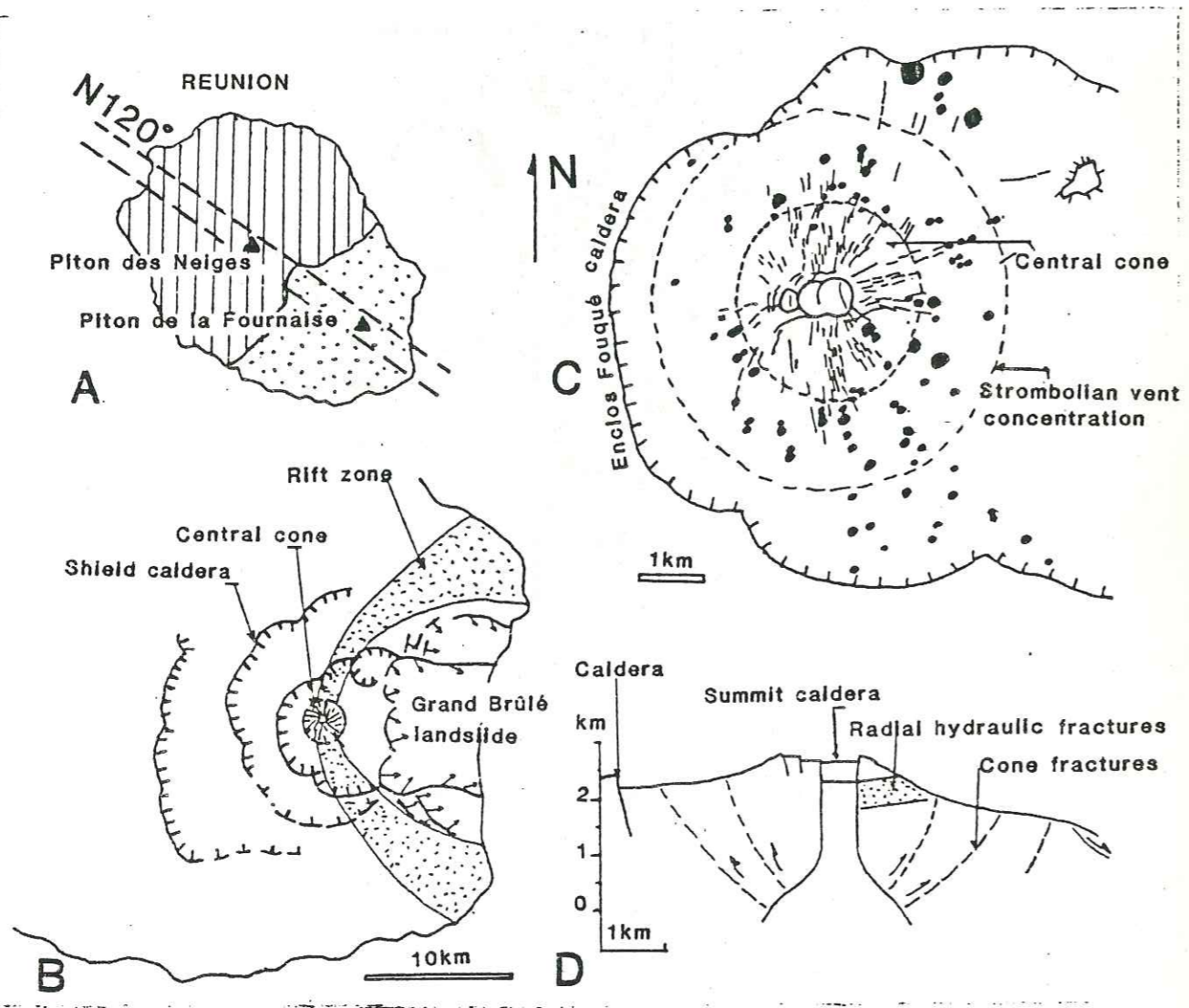


Fig 6

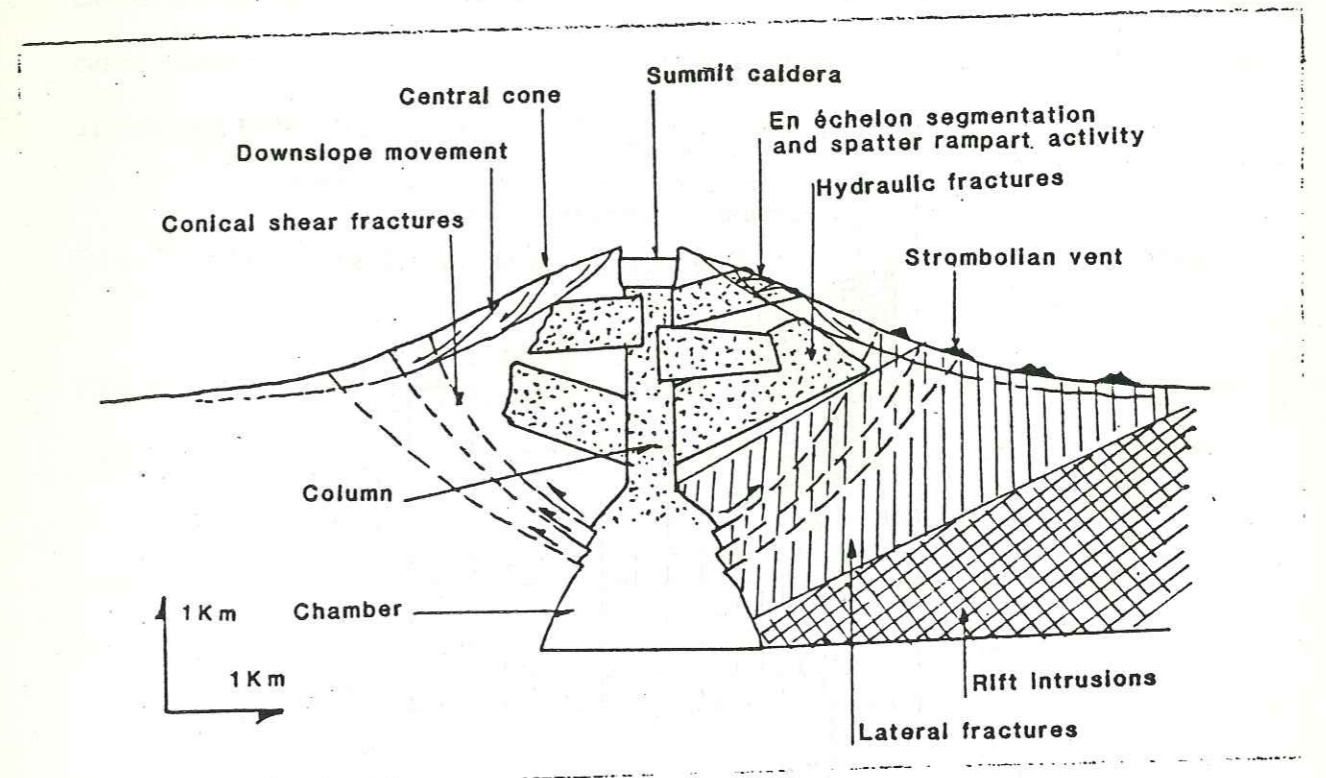


Fig 7

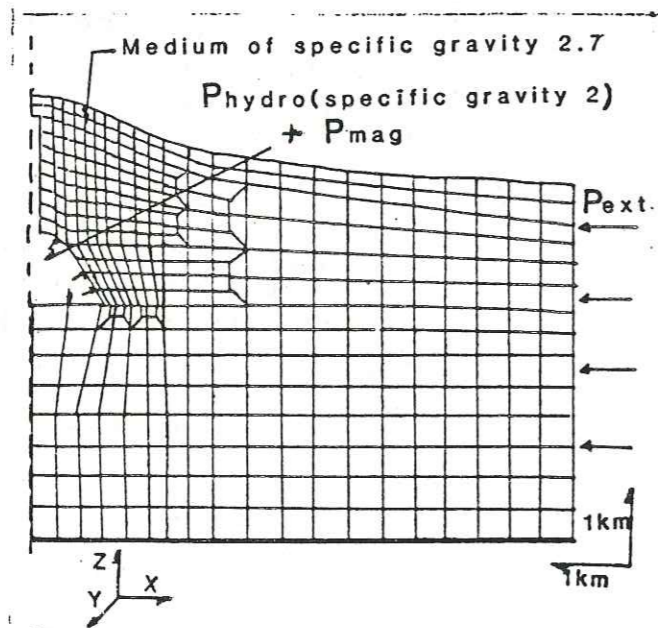


Fig 8

Fig.6: Piton de la Fournaise Volcano. (A) A N120°E structure guided the evolution of Réunion Island and is parallel to an abandoned portion of the Mid-Indian Ocean Ridge (fig.2). (B) General structural map of Piton de la Fournaise. (C) Detail of the most active central part of the volcano. (D) Cross section and inferred internal structure.

Fig.7: The geological model and different structural levels.

Fig.8: Mesh lay-out of an axisymmetric numerical model. Thick line (bottom) delimits a constrained boundary where only horizontal displacement in the X direction is allowed. The dashed line delimits the axis of symmetry along which only vertical displacements in the Z direction are allowed. The thinner boundary line (surface, side, magma system) has no constraints. See text for other explanations and the loading of the model.

Fig.9: Principal stress distribution and intensity. Load combinations are annotated B, C, D and E to correspond with load combinations of fig.10. Contours at 10MPa intervals. Negative values indicate compression and positive values indicate tensile stress. For each case, the body forces and hydrostatic pressure have been applied.

Fig.10: Stress trajectories of principal stresses σ_1 (direction of the long axis of the cross) and σ_2 (short axis of the cross). The magnitude of stress is proportional to the length of the cross axes. Principal stress σ_3 is tangential to the axis of symmetry,

and is horizontal and perpendicular to the plane of the section; therefore it can not be shown. Hydrostatic pressure and body forces are present in every case. For each loading case two figures are shown, one displaying the trajectories of the compressive stresses (σ_1 and σ_2) and the other the trajectories of the tensile stresses (only σ_2).

Fig.11: Relationships between the different structural levels of the geological model (A), the stress distribution and trajectories (B) and the stress intensities as a function of the loading path (C). The loading cases (A,B,C,D,E) are those used in fig.10. T stands for tensile and C for compressive stress.

TECTONICS OF MARION AND PRINCE EDWARD VOLCANOES (INDIAN OCEAN): RESULT OF REGIONAL CONTROL AND EDIFICE DYNAMICS

LUC CHEVALLIER

Department of Geology, University of Stellenbosch, Stellenbosch 7600 (Republic of South Africa)

(Received December 20, 1984; revised version accepted September 17, 1985)

ABSTRACT

Chevallier, L., 1986. Tectonics of Marion and Prince Edward volcanoes (Indian Ocean): result of regional control and edifice dynamics. *Tectonophysics*, 124: 155–175.

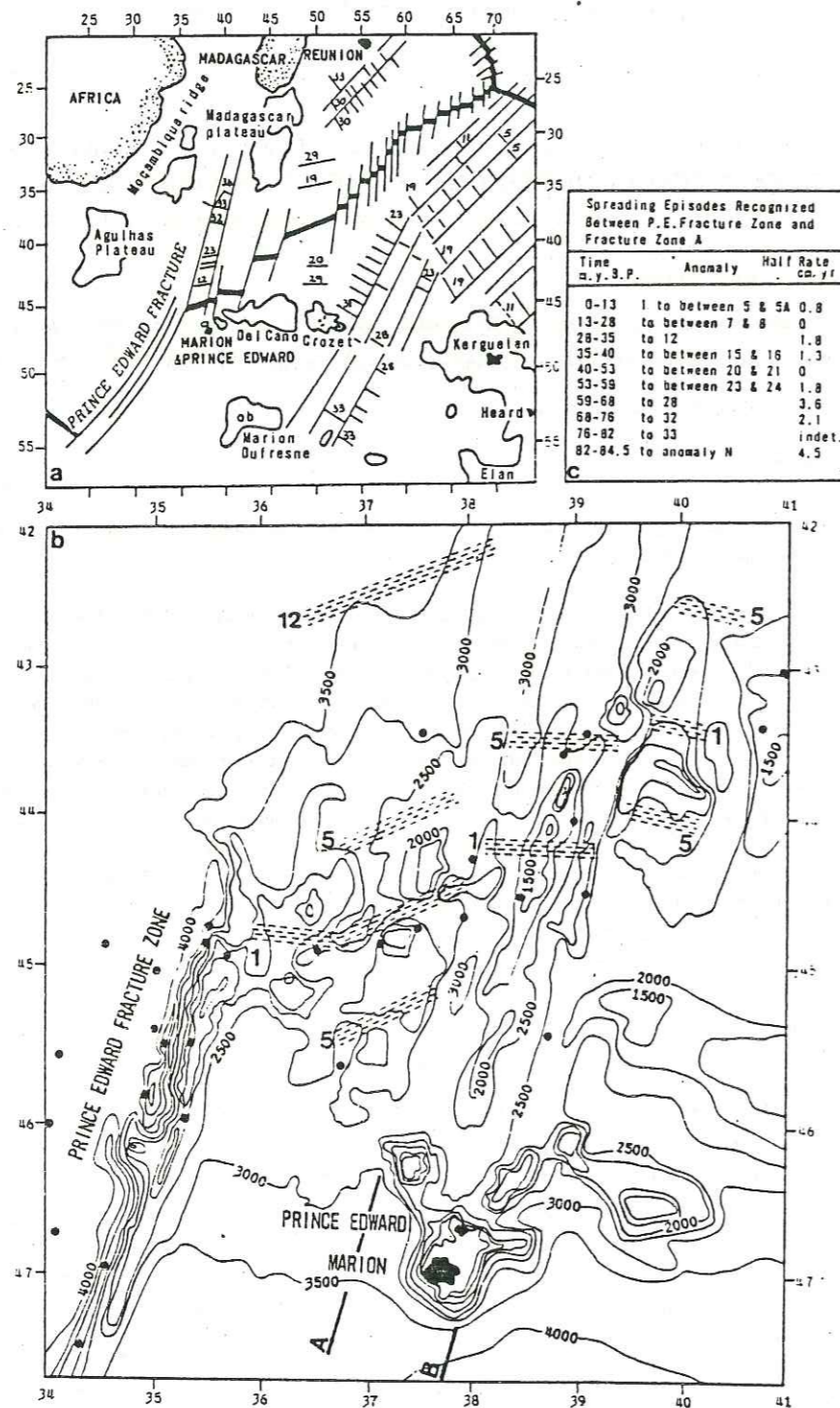
A structural analysis of Marion and Prince Edward islands shows two kinds of tectonic control. (1) Regional tectonics: The parallelism between a common structural trend on these two islands characterized by a N20°E and E–W association, the morphology of the underlying submarine plateau, the structure of the sea floor and the fact that both islands display the same rhythm of activity, all suggest that these volcanoes all resulted from the reactivation of oceanic lithosphere paleostructures. (2) Edifice tectonics: The Marion cone is better suited for a study of edifice dynamics than Prince Edward volcano, of which about 80% has subsided below sea level. Marion is composed of a main volcanic center and a rift zone on which a second volcanic center developed. It is proposed that the weight of the edifice and the geometry of the feeding and intrusive system emanating from small relatively deep magma chambers are responsible for the peculiar dynamic properties of the Marion edifice. The latter are the absence of a caldera, a low rate of activity and numerous flank landslides. A three-fold classification of the stability of volcanoes (based on structural patterns) is proposed.

INTRODUCTION

The structure of a volcano results from two kinds of tectonics:

(1) Regional crustal tectonics control the emplacement of a volcano and the magma supply from the mantle (deep structure).

(2) Tectonics of the volcanic edifice itself results from stresses inside the cone mainly induced by magma chambers (superficial structure). Fiske and Jackson (1972) demonstrated the effects of regional structure and gravitational stresses on the Hawaiian volcanoes. On Réunion island, the Piton des Neiges volcano exhibits the same duality (Chevallier and Vatin Perignon, 1982). In this paper the structures of two neighbouring volcanic islands of the South Indian Ocean are documented, firstly with respect to the part played by oceanic floor tectonics and secondly with respect to the dynamics of the edifices themselves.



Marion and Prince Edward islands (South African) are two neighbouring mid-plate volcanoes lying on a small oceanic plateau, 300 km south of the Southwest Indian Ridge (Fig. 1). Both of them are characterized by two main periods of activity, the Pleistocene and the Holocene, separated by a glacial event of Würm age (Verwoerd, 1971). The Pleistocene series represents the major part of the volcanic superstructure, of which the lowermost accessible flows yield K-Ar ages of 0.45 m.y. and the uppermost flows ages younger than 0.1 m.y. (McDougall, 1971, and dating in progress). The sequence shows many distinct phases of activity, and evidence of fluctuating glacial conditions.

The Holocene period, dated from 15000 ± 8000 yrs by K-Ar (McDougall, 1971) to the present, is less voluminous and exposes fresh morphological volcanic features including red scoria and cinder cones as well as aa and pahoehoe flows. The youngest eruption on Marion occurred in 1980 (Verwoerd et al. 1981) and is the only one recorded by man. Field evidence indicates that there may have been other eruptions in historic time, but probably not after the establishment of a permanent weather station on Marion in 1948. The present rate of eruption apparently is very low compared to other shield volcanoes. Both on Marion and Prince Edward the eruptive style during the Pleistocene and Holocene is typically effusive, but phreatomagmatic activity occurred along the coastal plains characterized by surtseyan tuff cones and hyaloclastic deposits. The lavas are of alkaline composition with a trend of differentiation ranging from basalt (prominent) to trachyte (very subordinate). Only the high (1100 m) plateau on Marion is covered by a permanent ice cap, but several periods of more extensive glaciation have been recorded during the Würm age (Hall, 1980). Radial fracturing has been postulated by Verwoerd (1971) for the Holocene period. Complementary structural analysis, mainly in the Pleistocene series, was done during the summer of November 1983 to May 1984. The results enable us to propose herein a model that fits both the regional tectonic pattern and the local dynamics.

REGIONAL TECTONIC CONTROL

Structural analysis

The most characteristic feature of the southwest Indian Ocean is the number and size of aseismic submarine plateaus (Fig. 1a). The oceanic nature of some of these

Fig. 1. Southwest Indian Ocean floor structure.

- a. Map of magnetic anomalies and fracture zones after Schlich (1975), Bergh and Norton (1976) Goslin et al. (1981b), Sclater et al. (1981). Note the number and size of the aseismic submarine plateaus.
- b. Bathymetric contour map compiled from data supplied by the South African Hydrographic Office. Note the position of the Marion Plateau and others bordering fracture zones, the complex morphology of the axial ridge and the very slow full spreading rate after anomaly 34. Dots—earthquakes epicentres (from Branch of Global Seismology, U.S. Geological Survey).
- c. Half spreading rates (Bergh and Norton, 1976).

abnormal structures is now well established by magnetic anomaly patterns (Schlich 1975), geophysical data (Goslin et al., 1981a), and petrological considerations (Dosso et al. 1979). Unfortunately the parts of these megaseamounts that emerge as volcanic islands (Crozet, Kerguelen, Heard, Marion) represent a very small proportion of their surface and volume. Nevertheless, geological studies of these islands reveal much about the structure and the nature of the underlying plateau and facilitate the understanding of the history of the southwest Indian Ocean.

The area east of the Prince Edward Fracture Zone has been surveyed by Bergh and Norton (1976) (Fig. 1b). Between the Prince Edward Fracture Zone and Fracture Zone A the whole sequence of magnetic anomalies has been identified up to the late Cretaceous. They indicate a very low rate of accretion and transverse spreading in response to a major reorientation of expansion after anomaly 34 and the opening of a leaky fracture zone. Between Fracture Zones A and B the authors recognize the axial anomaly and the latest spreading episode up to anomaly 5 in the north and 4 in the south. The rest of the sequence is not at all clear. They conclude that abnormal ocean-floor spreading occurred between A and B, and apparently caused the complicated ridge axis morphology in this part of the Indian Ocean.

The Marion and Prince Edward Plateau is located 300 km south of the ridge adjacent to Fracture Zone B and belongs to a complex system of small seamounts. Bathymetric data from the South African survey ship "Protea" and close echosoundings around Marion and Prince Edward islands by the oceanographic vessel "S.A. Agulhas" enabled us to draw a 100 m contour map of the submarine plateau (Fig. 2). This plateau is shaped like a parallelepiped with a very flat top. Its morphology is clearly controlled by two characteristic trends: N20°E corresponding to the prominent set of fracture zones, and east-west parallel to the axial magnetic anomaly. Southeast of Prince Edward one observes a very complex morphology that can be due to interference of these two directions. In addition to a common rhythm of activity, Marion and Prince Edward volcanoes present good evidence of a common N20°E and east-west tectonic system.

Marion island displays a strongly asymmetric W-E profile with a western side marked by steep slopes and cliffs (Figs. 2 and 3a, b). Even if the dominant westerly winds and marine erosion played their role in its formation, this western escarpment appears as a particularly outstanding tectonic feature parallel to the border of the submarine plateau. The stratigraphy of this escarpment indicates that it was active throughout the Pleistocene. Interbedded, surtseyan phreatomagmatic deposits and discordant lava flows testify to the proximity of a nearly permanent coastal plain. At Cape Davis a fault cutting through a young lava flow marks the continued activity along this N20°E tectonic direction during the Holocene period. At Triegaardt Bay, the N20°E escarpment is intersected by an E-W trending fault system marked by a major cliff facing northwards and many other faults along which marine erosion has been concentrated (Fig. 3a). This E-W lineament is continued off-shore as indicated by the bathymetric contours (Fig. 2). In the northern part of the island, Repetto's

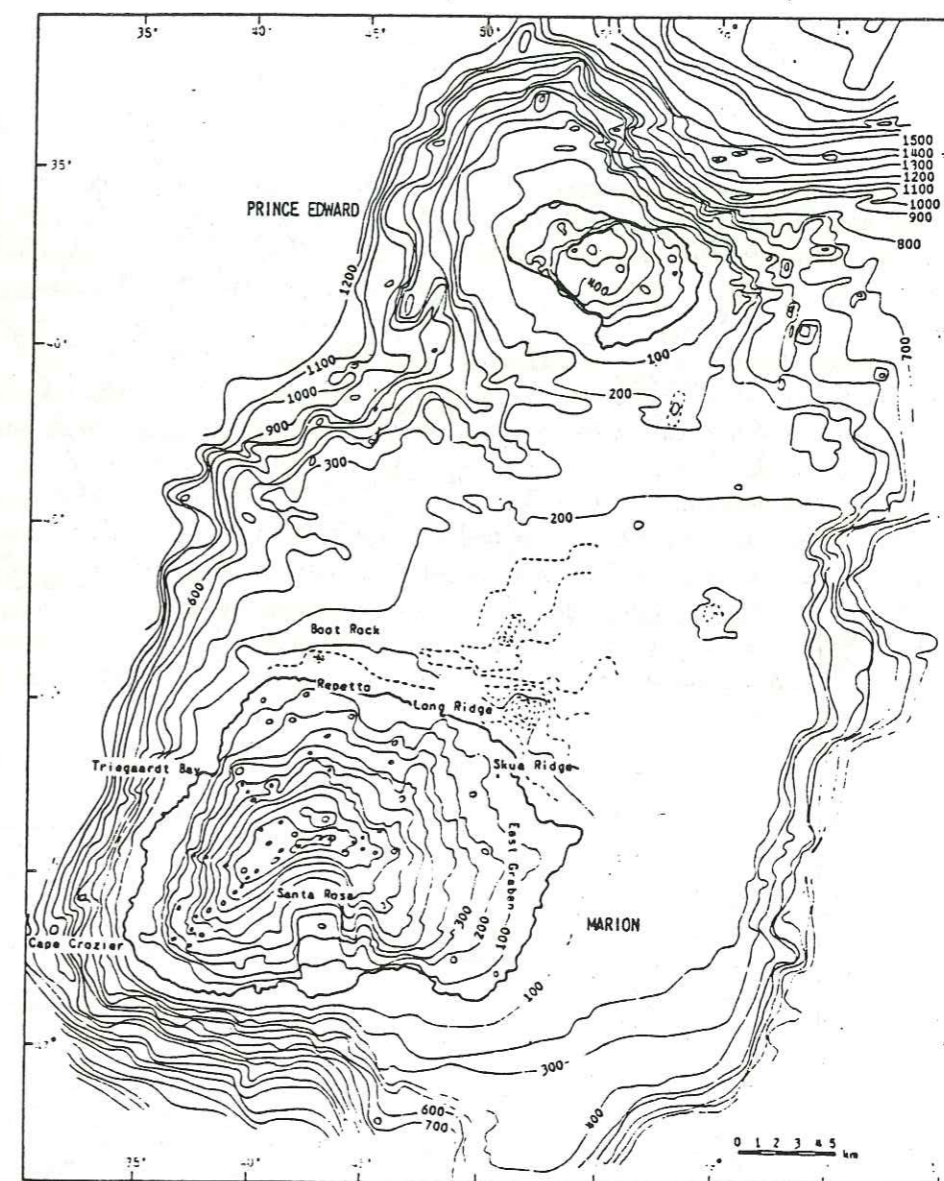


Fig. 2. Morphotectonic map of Marion Plateau. Contour interval 100 m. Bathymetric contours compiled from M.V. S.A.S. "Protea" and M.V. "S.A. Agulhas" data. Topography of Marion and Prince Edward islands from Verwoerd (1971). A N20°E and E-W morphotectonic system is well developed.

Ridge and Long Ridge are Pleistocene horsts reactivated during the Holocene (Fig. 3a). Repetto displays N20°E trending fractures and Long Ridge exhibits a general N30°E trend due to the combination of regional N20°E and radial N50°E fractures (described below). Detailed bathymetric data are not available north of these

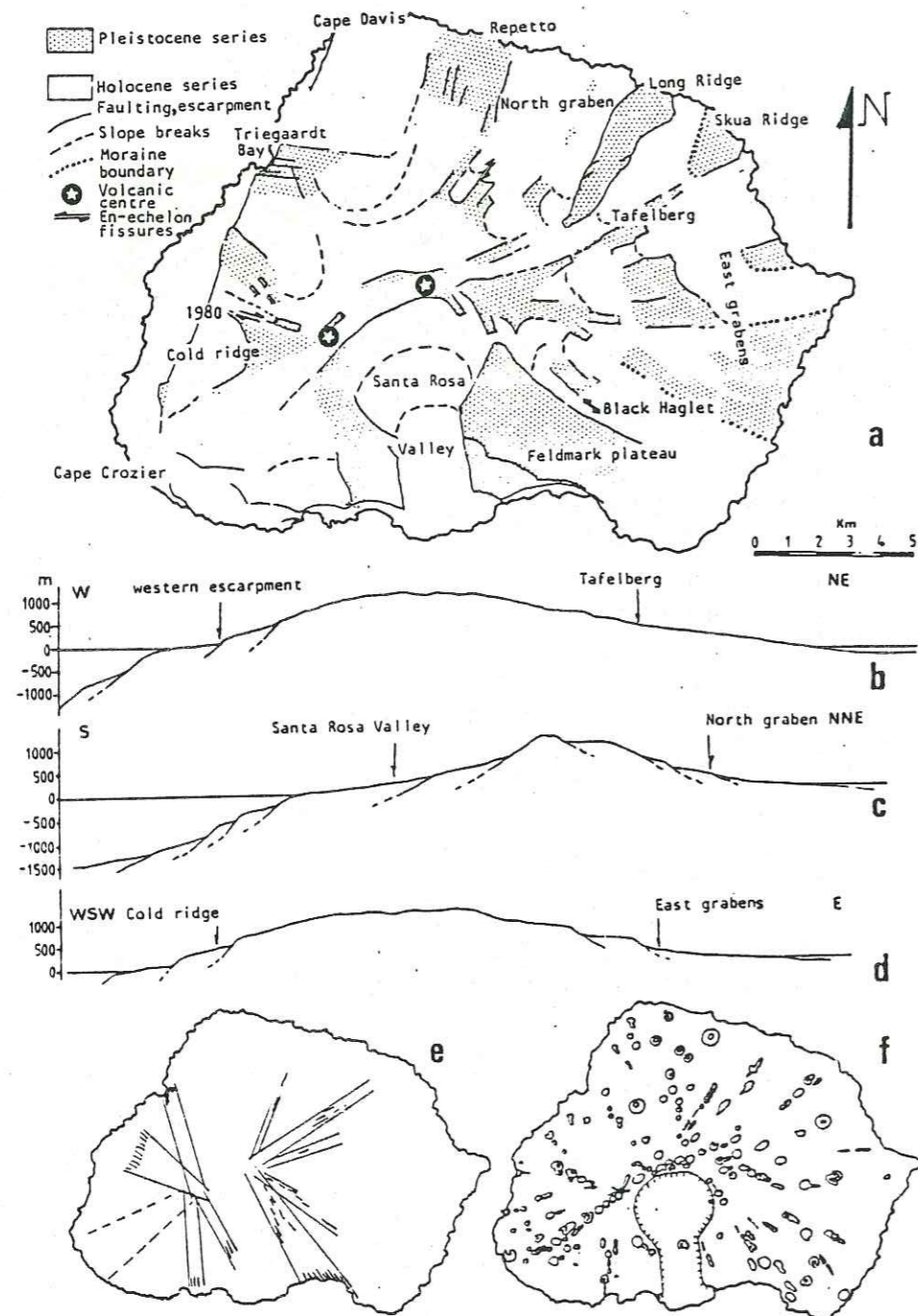


Fig. 3. Structure of Marion volcano, modified after Verwoerd (1971).

- a. Faulting and escarpments. The pattern, mainly Holocene, is inherited from Pleistocene tectonics.
 b. West-east profile showing the asymmetry of the island due to the regional N20°E tectonic trend affecting the west coast.
 c and d. Profiles showing the landslide blocks on the flanks of the edifice.
 e. Dyke networks within the Pleistocene series, converging to two volcanic centres, east and west.
 f. Cones and feeding fissures of the Holocene series. The same pattern of east and west volcanic centres can be seen. The east system appears to be the main edifice. A curved volcanic rift zone marked by an increase in the number of well-aligned cones, runs through the east centre to Cape Crozier.

structures, but the remnants of a phreatomagmatic cone (Boot Rock) clearly indicates a very shallow sea area along the extension of the horst at Repetto (Fig. 2). Another significant positive feature, 60-m high, marks the presence of a ridge or line of submarine cones extending Long Ridge northeastwards. Recent accurate echosoundings from "S.A. Agulhas" off-shore of Skua Ridge reveal a similar prominent submarine structure trending N25°E. Finally, attention is drawn to the sharp alternation of E-W/N20°E/E-W directions shown by the -200-m contour line in the middle of the plateau.

On Prince Edward island, the main tectonic feature is the western escarpment (Figs. 2 and 4). This cliff exhibits three sets of fractures. The well established N20°E and E-W association determines the shape of the escarpment. The N20°E direction is marked by dykes and the E-W direction appears to continue to the east under the sea (Fig. 2). The third set is made of radial dykes unrelated to the regional tectonic pattern and is used to deduce the position of the volcanic center (Fig. 4) (see paragraph on edifice dynamics). Collapse along the western cliff, and marine erosion, are thought to explain the disappearance of about 80% of the volcano. This collapse must be ascribed to block faulting on a larger scale than for Marion. The isobaths show greater deviations north and west of Prince Edward than elsewhere.

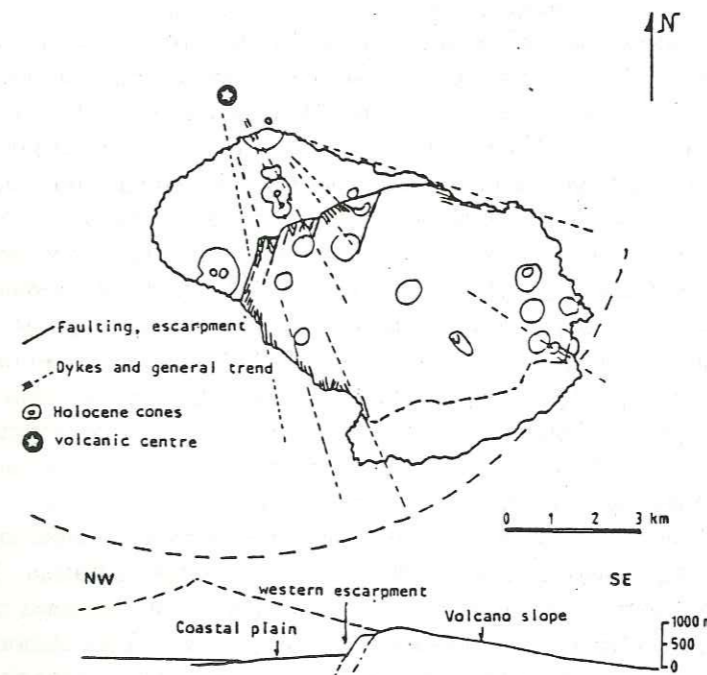


Fig. 4. Tectonics of Prince Edward volcano. The N20°E and E-W regional tectonic trends controlled the collapse of about 80% of the edifice under the sea. A radial swarm of Pleistocene dykes converges toward a centre located northwest of the island (the dashed-line pattern).

These deviations (a) follow the regional trends, (b) confirm that movements along sea-floor structures continued after the cone building phase and (c) are largely responsible for the collapse of the edifice. Numerous phreatomagmatic deposits interbedded with the Pleistocene flows from the bottom to the top of the series demonstrate that the coastal plain and cliff morphology characterized Prince Edward throughout its history.

Discussion: Origin of Marion and Prince Edward volcanism

Whereas in continental areas the regional tectonic setting of volcanoes is based upon valid geological observations, in oceanic areas the lack of regional geological data makes the studies more hypothetical. Nevertheless Marion and Prince Edward islands show evidence of a common regional tectonic control characterized by N20°E and E-W structures. This tectonism does not seem to play a large role in the eruptive activity of the edifices (except the N20°E dykes of Prince Edward) but it does reflect the fundamental structure of the underlying plateau and the oceanic floor, i.e., the fracture zone and axial ridge. The synchronism of periods of activity on both islands (Verwoerd, 1971; McDougall, 1971), together with similar geochemical evolution of the lava through time, emphasize the likelihood that these volcanoes are connected within the oceanic crust.

Reactivation of paleostructures is proposed to explain the origin of Marion and Prince Edward volcanism. Evidence of a connection between land and oceanic structures has been described on other volcanic islands of the Indian Ocean like Réunion (Chevallier and Vatin Perignon, 1982), Crozet (Chevallier, et al., 1983) and Mauritius (Perroud, 1982), and supports the hypothesis of structural control upon intraplate volcanism. In addition, the tectonically determined shape of the Marion Plateau seems to be a good test of the transform-ridge plate boundary model proposed by Fox and Gallo (1984). They point out that a transform-ridge geometry necessitates the juxtaposition of a cold, thick edge of lithosphere against the truncated end of an accreting ridge. At slow rates of accretion (< 4 cm/yr half rate), large offset transforms (> 100 km), and temporal stability of slowly slipping ridge-transform-ridge plate boundaries, the accretion will lead to an anomalously heterogeneous lithosphere. This means that ribbons of anomalous lithosphere can be traced representing the paleo-principal transform-displacement zone.

This model and the hypothesis of reactivation of oceanic structures can account for volcanism on Marion island, Prince Edward island and Marion Plateau. The huge amount of lava forming the submarine plateau would have been formed over the axial ridge during a period of very slow spreading and abnormal accumulation of lava some 35 m.y. ago (Fig. 1b, c). This structure then migrated with the next phase of oceanic expansion and was reactivated (more than 0.45 m.y. ago) to give the shield volcanoes of Marion and Prince Edward islands.

Using geophysical data, Goslin et al. (1981b) came to a similar conclusion about the submarine plateaus of Del Cano and Madagascar (Fig. 1a) which could have been formed on each flank of the ridge due to a period of abnormal volcanism characterized by a very low expansion rate at anomaly 23 (54 m.y. B.P.). They also show by determination of plate motion that these topographic features could not have been formed over a hot spot network as defined by Duncan (1981). Finally it is worth noting that a number of volcanic ridges are associated with the fracture zones of Mendocino, Clipperton, Clarion and Sala-y-Gomez in the Pacific Ocean, Agulhas ridge in the Atlantic Ocean and the Ninety-East ridge in the East Indian Ocean. From geological studies on the Sala-y-Gomez and Easter islands, Clark and Dymond (1977) concluded that the Sala-y-Gomez ridge formed along a leaky fracture zone during an abnormal and low spreading expansion in further support of the above conclusion.

The locations of all known epicenters recorded in the vicinity of Marion and Prince Edward islands during the periods 1957-1979 have been obtained from U.S. Geological Survey (Branch of Global Seismology) (Fig. 1). A few apparently are connected with transform faults, thus confirming the conclusion that tectonic activity continues up to the present. The majority, however, do not indicate a close connection between earthquakes and fracture zones away from the ridge system. This is generally the case, and may be ascribed to the difference in scale between geological time and the period of observations.

EDIFICE DYNAMICS

Marion island

Feeding system

Near-vertical dykes, ranging from 0.5-m to 1-m thick, are exposed in the cliffs composed of the Pleistocene series. Measurement of dyke orientations shows two distinct networks converging on two geometrical centers (Fig. 3e). Each center is associated with its own Pleistocene stratigraphy and with lava sequences showing separate evolutionary trends: a differentiated suite of ol + cpx basalt to trachybasalt for the eastern center and cumulative Ca-rich plagioclase basalt for the western center. The small number of these dykes indicates a rather low rate of surface or subsurface activity during the Pleistocene and the erosion level is not deep enough to display deep intrusive systems. Dykes of the Holocene period show a much more detailed structural organization than do the Pleistocene ones (Fig. 3f). The same pattern of twin volcanic centers is observed for the fissures and cones of the younger series, but the eastern edifice appears to be the main one and occupies a central position. Two-thirds of the eruptions are located on it and they exhibit a well-defined radial distribution. From the eastern center towards Cape Crozier one fifth of the total number of cinder and spatter cones are aligned on a curved volcanic rift

zone. Such concentrations of cones and fissures are typical features of shield volcanoes, e.g., Piton de la Fournaise volcano of Réunion, Karthala volcano in Grande Comore and most of the Hawaiian shields where the rift zones are the only places for flank eruption. The western center appears to be a satellite system located on the rift zone and less important than the eastern system with one third of the total number of fissures. The twin volcanic centers-rift zone pattern is responsible for the "bean" shape of Marion island. No dyke swarm can be seen occupying the rift zone, mainly because younger lava flows cover the Pleistocene substratum. Nevertheless, the ridge morphology of the southwestern part of the island and its submarine extension (Fig. 2) suggest a prominent Pleistocene ridge (Fig. 3e), i.e., they cannot be due solely to Holocene lava flows.

Dykes which are perfectly radial and linear result from magmatic chamber pressure only. The emplacement of radial dykes which show a prominent single trend or a curvature is controlled by the magmatic chamber stress and a superposed stress system of regional origin (Nakamura, 1977). The east and west centers of Marion island display a well-developed radial pattern and the rift zone is far from being prominent. Therefore, the regional stress does not seem to influence the orientation of radial dykes on Marion (it was shown above that the regional tectonics seldom led to surface or subsurface eruptive activity) and the magmatic-chamber stress can be held mainly responsible for the pattern of the feeding system. A system of double magmatic chambers is therefore suggested to explain the double structure of Marion volcano: two radial feeding systems combined with two different magmatic units characterized by two petrological trends. Nevertheless there is a problem of space inside Marion volcano, and these two reservoirs must be small, approximately 1 km in size, to be separated by a distance of only 3–4 km or they must be situated at different depths. Even though the regional N20°E/E-W tectonic pattern does not affect the surface feeding system, it might conceivably have played a part in the localization of these two magmatic reservoirs in depth.

Caldera problem

If a system of double magmatic chambers is accepted for the Marion volcano, there remains the problem of why no caldera—the classical feature of shield volcanoes—has developed on either of the two volcanic centers. No arcuate fault or cliff, cauldron, pit crater or any other kind of concentric structure related to Holocene volcanic activity has been found. Neither do the cross sections through the Pleistocene succession or the morphology of the edifice afford an indication of such a structure.

Further, the lavas are all exceptionally fresh and show no secondary mineralization so characteristic of a caldera hydrothermal system. The absence of calderas on Marion is a critical argument in favour of the model of internal organization proposed below.

Landslides

Verwoerd (1971) points out that the Holocene eruptive period on Marion is antedated by a set of radial grabens which could be attributed either to the continued upthrust of magma or to an isostatic readjustment to the loading of the crust. On the other hand, Hall (1982) suggests that this faulting occurred during isostatic uplift as a result of deglaciation after the Würm glacial period. This study shows that all these graben-like structures, active during the Pleistocene and Holocene, resulted from dynamic behaviour of the volcanic edifice.

Santa Rosa valley, situated immediately south of the eastern volcanic center along the symmetry axis of the arcuate rift zone, is the most prominent graben-like structure on the island and is characterized by the nearly total absence of eruptive activity (Figs. 2 and 3). The valley shows a perfect landslide morphology with parallel vertical flanks, an amphitheatre shape behind it and three slope breaks in the longitudinal profile indicating transverse normal faults underneath the young lava flows. The structure, which was initiated during the Pleistocene as evidenced by paleocliffs and unconformities on the eastern escarpment and Feldmark plateau, is interpreted as a huge gravity slide with prolongation under the sea. It reflects the general instability of the south flank of the volcano (Figs. 2 and 3c).

The other graben-like structures (Cold Ridge, North Graben, the East grabens) are mainly late-Pleistocene structures attested by many paleoslopes, unconformities, and paleogeography of lava flows. These structures display the same longitudinal profile as Santa Rosa valley with similar slope breaks and steps (Fig. 3c, d). The north and east structures are composed of juxtaposed narrow grabens radiating from the east center (Fig. 3a). The well-marked curved pattern of the Long Ridge and Tafelberg structures is due to interference between the radial fractures and the N20°E regional tectonic direction described above. All these grabens have been reactivated during the Holocene, many of the eruptions taking place on the horst-graben boundary faults. Three of these eruptions show en-échelon fissure systems. Middelman and the 1980 fissures are located just on the border of a horst and display a dextral sense of movement which can only be explained by a horizontal seaward displacement of the subsiding block (Fig. 5b). The Black Haglet fissure, located on the extension of a microhorst-micrograben boundary, displays a sinistral en-echelon pattern which is in agreement with horizontal motion of the subsiding block (Fig. 5a). Like Santa Rosa valley, the Cold Ridge, north and east grabens show landslide characteristics. Slope breaks and the fact that lateral cliffs are higher inland and lower or non-existent seawards argue for landslides coupled with rotational rather than translational movement (Fig. 5).

Landslide blocks have been described before on some volcanic edifices. The La Orotava valley on Tenerife was already compared to Santa Rosa valley on Marion by Verwoerd (1971). On the big island of Hawaii, forceful emplacement of dykes along the east and southwest rift zones of Kilauea causes displacement of the flanks of the volcano (Duffield, 1975; Swanson et al., 1976). Mauna Loa's rift systems

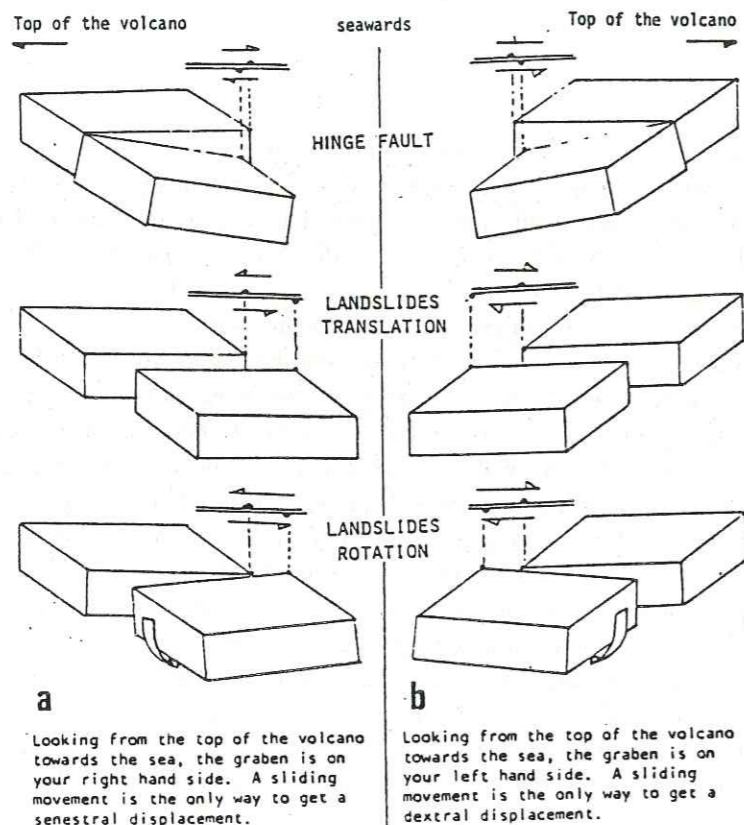


Fig. 5. Displacement along the faults of graben-horst boundaries, radial to the volcanic centre. The dextral sense of movement of Middelman and the 1980 fissures, and the sinistral displacement of the Black Haglet fissure argue in favour of a general seaward movement of the flank of the Marion edifice (see Fig. 3 for comparison).

produce similar kinematics within its shield (Lipman, 1980). On Piton de la Fournaise volcano, Réunion island, the same relationship between rift zone, volcanic activity and huge gravity landslides has been documented (Kieffer et al., 1977; Chevallier and Bachelery, 1981; Lenat and Aubert, 1982; Duffield et al., 1982; Bachelery et al., 1983), as well as on Etna volcano, Sicily (Kieffer, 1983; Guest et al., 1984). Santa Rosa valley is very similar to the Grand Brûlé structure of Piton de la Fournaise (Fig. 6B, C). Both are located within an arcuate rift structure. They have the same morphology: horse-shoe shape, vertical parallel flanks, slope breaks behind, prolongation under the sea, and little or no volcanic eruption within the rift system. Only the sizes differ: Santa Rosa valley is narrower probably because of the two coalescing volcanic centers. The low curvature of the Kilauea rift zones apparently does not allow the formation of a horse-shoe shaped landslide block; only subparallel normal faults are formed (Fig. 6A). It is suggested that on Marion Island, magma

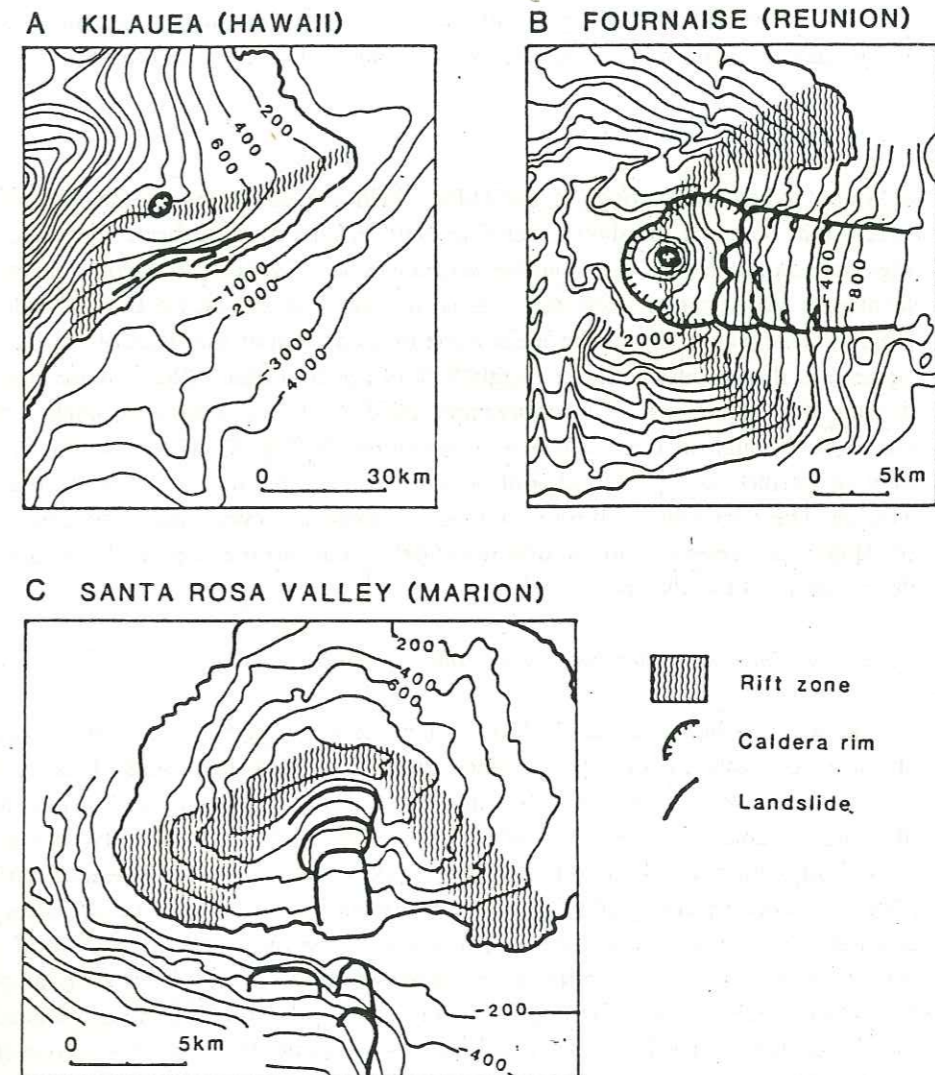


Fig. 6. Comparison between landslide blocks of Kilauea (Swanson et al., 1976—bathymetric contours from U.S. Hydrographic Survey), Fournaise (Chevallier and Bachelery, 1981) and Marion. Note the relation between the curvature of the intrusive system and the shape of the sliding block. Santa Rosa valley on Marion and Grand Brûlé on Réunion are very similar.

rising along an arcuate structure, that included the two volcanic centres, exerted enough pressure on the southern slope to cause the formation of Santa Rosa valley by slippage of a great landslide block towards the sea.

The Cold Ridge, north and east landslides and other minor arcuate breaks affecting the slopes of the volcano do not show the association with rift zone activity. Instead they demonstrate the general instability of the edifice. Such move-

ments relate to both the subsurface intrusive system and the surface volcanic activity by the development of superficial en-echelon faults during fissure eruptions.

Prince Edward Island

Many dykes are exposed in the cliffs which are composed of the Pleistocene succession. Some of the dykes, trending N20°E, already have been related to the regional tectonic framework. Another set, however, converges on a geometric center located at sea. It seems likely that this is the center of the Prince Edward volcano (Fig. 4). The general dip of the Pleistocene flows as well as the slope of the plateau agree with this reconstruction. Roughly 80% of the composite volcanic cone may be missing due to collapse. The underwater portion of the volcano is smaller than expected although its circular shape is unmistakable (Fig. 2). The reduction in size may be ascribed to a greater amount of regional block faulting compared to that on Marion. The relatively small portion exposed above sea level, with its sixteen cones of Holocene age does not allow any further conclusions about the structural development of the volcano.

Discussion: Internal organization and stability of Marion volcano

The distinguishing feature of Marion island as a volcanic edifice is the complete absence of a caldera and the presence of several flank landslides. This special structural style leads to the proposal that the stability of volcanoes falls into three different categories: the caldera type, the mixed type and the landslide type (Fig. 7). This classification based on edifice structure takes account of deep volcanic activity (calderas have deep roots) and superficial behaviour (landslides) and thus reflects the different types of mechanical behaviour inside a volcanic cone irrespective of the composition of the lava and without limitation to certain types of edifice. Examples of volcanoes in each category are given in Fig. 7, but additional examples are needed to test the model. It is not so easy to find suitable examples because until recently, landslides have not been recognized as important volcanic structures and morphology and tectonics, in general, have been neglected in pertinent studies. That the literature is relatively poor in this regard does not mean that such landslides do not exist or that the classification, itself, is invalid.

The examples discussed above are categorized on their present-day morphology. A legitimate question may be whether they really represent different types or merely different stages during the lifetime of a volcano. For two of the volcanoes that have been investigated by the author (Marion and Fournaise), the tectonic style remained the same during the evolution of the edifice: landslides during Pleistocene and Holocene time on Marion and calderas combined with landslides during the four stages of evolution of Fournaise volcano (Chevallier and Bachelery, 1981). The other examples might represent different stages of structural and morphological evolution,

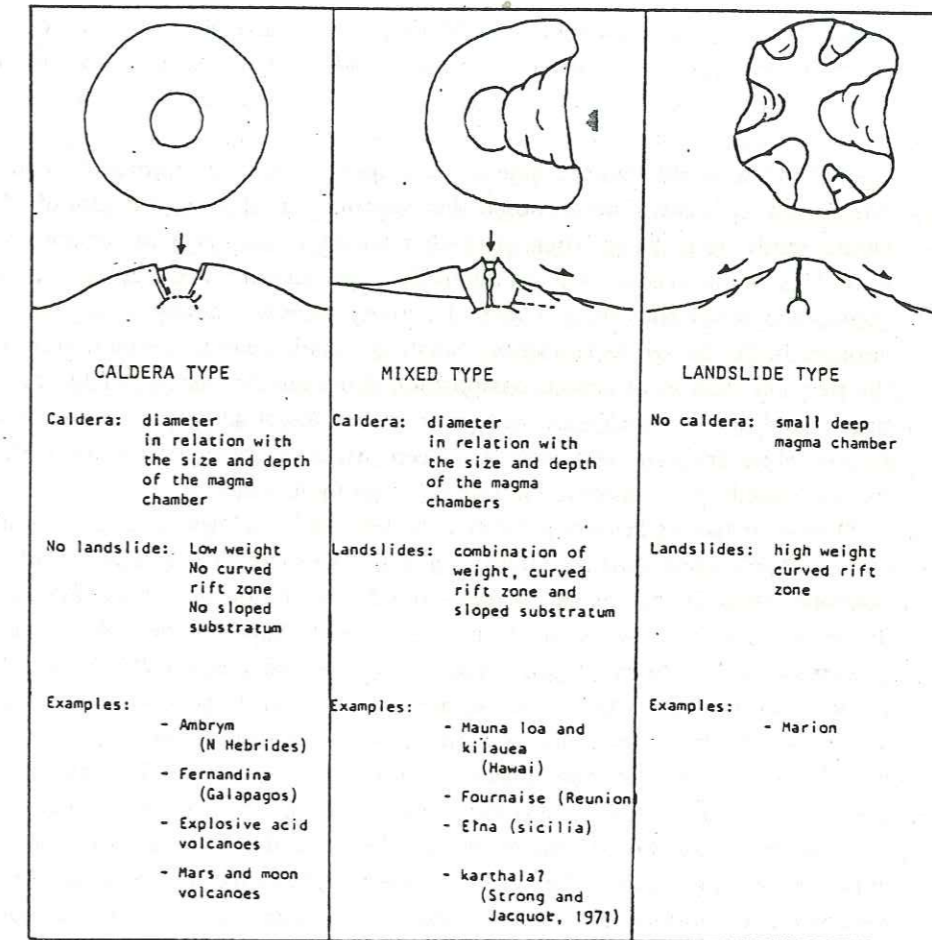


Fig. 7. Stability of volcanic edifices (combining deep and superficial structures) classified into three types. Examples chosen to illustrate the different types show that the weight of the edifice, as well as curved rift zones, play a major role in the creation of landslides. Other factors are discussed in the text.

but they do represent a specific mechanical state at a specific time and can therefore be used to illustrate the proposed classification.

The internal structure of the magmatic storage system of volcanoes is still poorly understood. Relationships between surface deformation and buried bodies of magma have been well documented only on Kilauea (Ryan et al., 1981, 1983). The interplay of depth, size and shape of the magma body determines the surface deformation. A relatively shallow chamber system (1-2 km deep) will create summit calderas or pit craters as on Kilauea and Piton de la Fournaise. This does not fit the case of Marion. Deeper magma chambers (> 3 km) would be in agreement with Wood (1980) who, on a study of 910 cinder cones all over the world, came to the conclusion that usually the bigger the cinder cone and the greater the explosive index

the deeper the magma chamber. On Marion island the Holocene cinder cones are much bigger (average of 500 m in diameter, 50 m high) than the ones found on volcanoes fed by upper-level magmatic chambers like Kilauea and Fournaise (spatter cones or cones < 100 m diameter, 20 m high). Considering the size, a very large and deep chamber would tend to create a shield caldera (Fournaise) which does not exist on Marion. It is therefore supposed that volcanic eruptions in the case of Marion would result from the inflation of small relatively deep magmatic chambers (~ 3 km). This would account for the relatively small number of dykes exposed in the Pleistocene series and the low rate of activity observed at the present day (and apparently for the whole Holocene). Small magmatic chambers would also explain the frequent changes of magma composition (from olivine basalts to feldspar-phyric basalts and aphyric trachybasalts) over short periods of activity as clearly observed for the Holocene. The existence of a deep intrusive system connected with deep magma chambers will have to be tested by geophysical means.

Dominant factors favouring the development of landslides are forceful emplacement of dykes along a rift zone (Swanson et al., 1976), the degree of slope inclination combined with the coefficient of friction and distribution of gravitational stresses. These stresses are a function of the weight and shape of the volcano and the presence of a pre-existing sloped substratum (Fiske and Jackson, 1972). The Marion edifice does not rest on the sloped surface of a neighbouring volcanic shield, so that its flanks are sliding under the combined action of intrusive upthrust and its own weight. The slopes of Marion volcano are not very steep (8°) and are therefore not expected to promote landslides, although the southwest rift zone shows a slight oversteepening. If the friction coefficient between the flows is low, this would enhance the sliding effect. The most important of the factors that tend to reduce the frictions is the pore or joint water pressure. The surface of slip at the base of such slump blocks may be localized in the scoriaceous and blocky layers between the flows for which the friction coefficient might be quite low. Duffield et al. (1982) propose the hyaloclastites that form at sea level during the emergence of an oceanic shield volcano as a possible surface of sliding for Réunion and Hawaii volcanoes. Additional factors have a bearing on slope stability like the degree of intrusive activity up-slope of potential failure zones. Intrusive activity on Marion appears to be low but the intrusive system in depth might be more important. It is hoped that seismic studies started during 1985 will contribute information on this point. Environmental factors like rainfall can have an influence on block sliding as well, especially on Marion where the average precipitation is 2.6 m/yr.

It is interesting to note that the caldera type edifice, without landslide, (Fig. 7a) seems to be very well developed on other planetary bodies. Copernicus on the Moon is an isolated conic edifice with a perfect circular collapse structure at the top (Green, 1971). No landslides seem to perturb the flanks of the volcano. The most spectacular examples are exhibited on Mars where huge shield volcanoes have been identified after the Mariner I mission in 1971 (Carr, 1975). Under clear atmospheric

conditions, the Viking mission (1976-77) took photographs worth comparing with earth volcanic features (Carr et al., 1977; Carr and Greeley, 1980). These volcanoes are topped by circular calderas but do not show landslide patterns on their flanks. It must be pointed out that all these edifices are conic, without major rift zones or coalescing volcanic neighbours, and have a low weight due to the low gravity field of these planetary bodies. The basaltic calderas of Fernandina, Galapagos (Simkin and Howard, 1970) and Ambrym, New Hebrides (McCall et al., 1970) could be cited as Earth examples. They are subcircular structures and no landslide seems to cut the flanks of the volcanoes. Instead of a rift zone, a feeding system concentric to the caldera characterizes the first one. For the second one, the low density of the rock (estimated at 2.3 g/cm³) and a low Bouguer anomaly over the caldera have been attributed to the presence of numerous thick pyroclastic deposits. In the case of acidic explosive volcanoes from island arcs or continental margins, there exists an obvious relationship between their very low weight (silicic pumice and ash pyroclastic flows) and their classical steep slopes without landslides. Nevertheless, landslides can occur on acid volcanoes when generated by an "abnormal" oblique intrusive magma body like the Mt. St Helens eruption of 1980 (Christiansen and Peterson, 1981).

These observations emphasize the fact that the weight of a volcanic edifice must be considered as a determining factor for the development of its structure (Fig. 7). High weight seems to reduce the probability of caldera formation and to increase the possibility of landslides. Low weight seems to do the reverse. It is concluded that the weight of the Marion edifice played and will continue to play a major role in the development of landslides on its flanks (Fig. 7c). The high density of Marion basalts (2.9 g/cm³) and the superposition of massive flows during the Pleistocene must contribute to a general high density of the edifice. Future gravimetric surveys will hopefully provide more information on this aspect. From the mechanical point of view, if overburden stress has an influence on volcanic landslides and tends to increase shear stress along the potential sliding surface, then there must be another influencing factor such as cohesion or fluid pore pressure to reduce the friction.

It is intended to test, by means of mechanical models, the five parameters that have a major bearing on edifice stability: weight, upthrust by intrusions along the rift zone, degree of inclination of the sliding planes, their coefficient of friction, and the geometry of the magma chamber.

CONCLUSION

Since intraplate volcanic islands represent the only part of the oceanic crust accessible to the field geologist, they must not be neglected in studies of sea-floor structure and evolution. The regional structures of the Indian Ocean Floor are reflected in the morphology of the submarine plateau and of the volcanic edifices of Marion and Prince Edward islands (Fig. 8). The huge amount of lava forming this

plateau is suggested to have originated above the southwest Indian Ridge during a period of abnormal volcanism some 35 m.y. ago. It then migrated to the present location with sea-floor spreading. Subsequent reactivation of deep lithospheric structures (along the N20°E fracture zone and the E-W magnetic anomaly direction) led to the building of two adjacent shield volcanoes on top of the plateau (0.45 m.y.). The regional structure still affects the volcano morphology at the present time, although it may be overshadowed by local adjustments of shallow origin related to magma chambers and edifice dynamics.

On Marion, which is better suited for the study of edifice dynamics than Prince Edward, the renewed magmatism that exploited these deep fractures fed two chambers creating a double radial fissuring pattern and a rift zone. In contrast with many other oceanic volcanoes, no caldera was formed on top of the Marion edifice. This feature is ascribed to the presence of small and relatively deep magmatic chambers. This would explain the low rate of activity of Marion volcano (the magma is stored in a deep intrusive system and does not reach the surface or subsurface very easily). The weight of this edifice is mainly responsible for instability along its flanks and the creation of landslides, although other mechanical factors (like slope and coefficient of friction) have not yet been evaluated. Santa Rosa valley is a good example of the role of a curved rift zone in the formation of landslides. But on the other flanks of the Marion cone the reverse also applies, i.e. superficial landslide

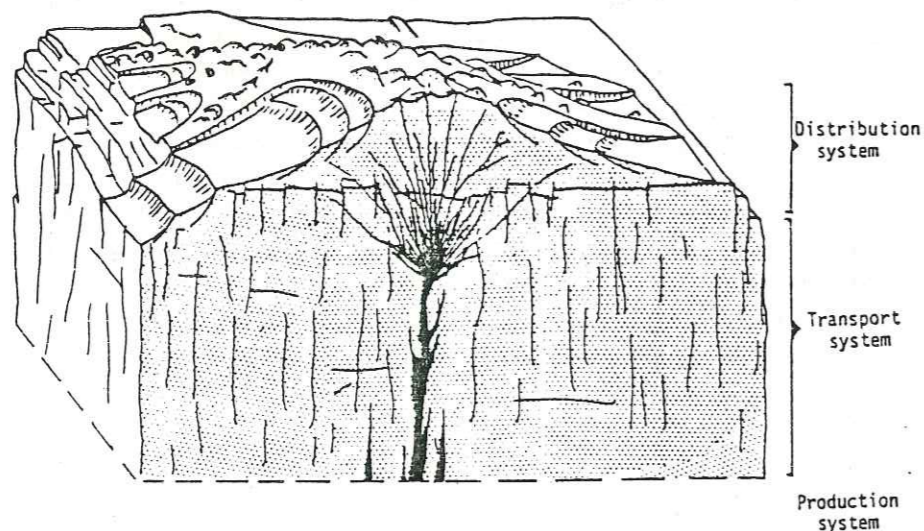


Fig. 8. Relationship between deep and superficial structures on Marion Island. Reactivation of deep lithospheric structures and transport of magma to small relatively deep magma chambers precede the development of radial systems of fissures that bring the magma to the surface. On Marion no caldera is formed but landslides occur on the flanks. The weight of the edifice is held in great part responsible for the instability of the slopes.

tectonics control the en-echelon surface expression of the feeder dykes when they reach the surface during a fissure eruption like the 1980 event (research in progress).

As far as stability of the edifice is concerned, Marion represents a type of volcano with no caldera, but numerous landslides on the flanks. This leads us to propose a simple classification of the stability of volcanoes according to different structural patterns (Fig. 7). This model of Marion will have to be tested by further investigations including an accurate volcanological study of the Holocene period, acquisition of geophysical data, the compatibility of this model with mechanical laws and ... the next eruption.

ACKNOWLEDGEMENTS

This research was supported by the Department of Transport of the Republic of South Africa on a SASCAR programme under the aegis of the CSIR. I wish to express my thanks to W.J. Verwoerd as Project Leader for constructive discussions in the field and during the editing of the manuscript. I am grateful to C. Gilbert for assistance and companionship in the field during the 1983-1984 austral summer expedition. I thank H. Bergh, J.P. Gratier, J.F. Lenat, P. Bachelery and W.A. Duffield for their valuable comments on the manuscript.

REFERENCES

- Bachelery, P., Chevallier, L., Gratier, J.P., 1983. Caractères structuraux des éruptions historiques du Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion). C.R. Acad. Sci. Paris. Sér. II, 296: 1345-1350.
- Bergh, H.W. and Norton, I.O., 1976. Prince Edward Fracture Zone and the evolution of the Mozambique Basin. *J. Geophys. Res.*, 81(29): 5221-5239.
- Carr, M.H., 1975. The volcanoes of Mars. *Sci. Am.*, 234: 32-43.
- Carr, M.H. and Greeley, R., 1980. Volcanic features of Hawaii. A basis for comparison with Mars. NASA SP-403, 211 pp.
- Carr, M.H., Blasius, K.R., Greeley, R., Guest, J.E. and Murray, J.E., 1977. Observations on some Martian volcanic features as viewed from the Viking Orbiters. *J. Geophys. Res.*, 82: 3985-4015.
- Chevallier, L. and Bachelery, P., 1981. Evolution structurale du volcan actif du Piton de la Fournaise, Ile de la Réunion—Océan Indien Occidental. *Bull. Volcanol.*, 44(4): 723-741.
- Chevallier, L. and Vatin Perignon, N., 1982. Volcano-structural evolution of Piton des Neiges, Réunion Island, Indian Ocean. *Bull. Volcanol.*, 45(4): 285-298.
- Chevallier, L., Nougier, J. and Cantagrel, J.M., 1983. Volcanology of Possession Island, Crozet Archipelago (T.A.A.F.). SCARIUGS Symp., Adelaide, August 16-20, 1981, pp. 652-658.
- Christiansen, R.L. and Peterson, D.W., 1981. Chronology of the 1980 eruptive activity of Mt St Helens. *U.S. Geol. Surv., Prof. Pap.*, 1250: 17-30.
- Clark, J.G. and Dymond, J., 1977. Geochronology and petrochemistry of Easter and Sala y Gomez islands: implications for the origin of the Sala y Gomez ridge. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2: 29-49.
- Dosso, L., Vidal, Ph., Cantagrel, J.M., Lameyre, J., Marot, A., and Zimine, S., 1979. Kerguelen, continental fragment or oceanic island? Petrology and geochemistry evidence. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 43: 46-60.
- Duffield, W.A., 1975. Structure and origin of the Koaie fault system, Kilauea volcano, Hawaii. *U.S. Geol. Surv., Prof. Pap.*, 856, 12 pp.

- Duffield, W.A., Stieltjes, L. and Varet, J., 1982. Huge landslide blocks in the growth of Piton de la Fournaise, La Réunion, and Kilauea volcano, Hawaii. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 12: 147-160.
- Duncan, R.A., 1981. Hot spot in the southern oceans. An absolute frame of reference for the motion of Gondwana continents. *Tectonophysics*, 74: 29-42.
- Fiske, R.S. and Jackson, D.E., 1972. Orientation and growth of Hawaiian volcanic rifts: the effect of regional structure and gravitational stress. *Proc. R. Soc. London*, 329: 299-326.
- Fox, P.J. and Gallo, D.G., 1984. A tectonic model for ridge-transform-ridge plate boundaries: implications for the structure of oceanic lithosphere. *Tectonophysics*, 104: 205-242.
- Goslin, J., Recq, M. and Schlich, R., 1981a. Structure profonde du plateau de Madagascar. Relations avec le plateau de Crozet. *Tectonophysics*, 76: 75-97.
- Goslin, J., Recq, M. and Schlich, R., 1981b. Mise en place et évolution des plateaux sous-marins de Madagascar et de Crozet. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, XXIII (6): 609-618.
- Green, J., 1971. Copernicus as a lunar caldera. *J. Geophys. Res.*, 76(23): 5719-5731.
- Guest, J.E., Chester, D.K. and Duncan, A.M., 1984. The Vallee Del Bove Mount Etna: its origin and relation to the stratigraphy and structure of the volcano. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 21: 1-23.
- Hall, K., 1980. Late glacial ice cover and palaeotemperatures on sub-Antarctic Marion island. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 29: 243-259.
- Hall, K., 1982. Rapid declination as an initiator of volcanic activity: an hypothesis. *Earth Surf. Processes Landforms*, 7: 45-51.
- Kieffer, G., 1983. L'évolution structurale de l'Etna (Sicile) et les modalités du contrôle tectonique et volcano-tectonique de son activité. Faits et hypothèse après les éruptions de 1978 et 1979. *Rev. Geol. Dyn. Géogr. Phys.*, 24(2): 129-152.
- Kieffer, G., Tricot, B. and Vincent, P.M., 1977. Une éruption inhabituelle (Avril 1977) du Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion): ses enseignements volcanologiques et structuraux. *C.R. Acad. Sci. Paris, Sér. D*, 285: 957-960.
- Lenat, J.F. and Aubert, M., 1982. Structure of Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island, Indian Ocean) from magnetic investigations. An illustration of the analysis of magnetic data in a volcanic area. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 12: 361-392.
- Lipman, P.M., 1980. The southwest rift zone of Mauna Loa: implications for structural evolution of Hawaiian volcanoes. *Am. J. Sci.*, 280-A: 752-776.
- McCall, G.J.G., Le Maitre, R.W., Malahoff, A., Robinson, G.P. and Stephenson, P.J., 1970. The geology and geophysics of the Ambrym caldera, New Hebrides. *Bull. Volcanol.*, XXXIV: 681-696.
- McDougall, I., 1971. Geochronology. In: E.M. van Zinderen Bakker, J.M. Winterbottom and R.A. Dyer (Editors), Marion and Prince Edward Islands. A.A. Balkema, Cape Town, pp. 72-77.
- Nakamura, K., 1977. Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation—principle and proposal. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2: 1-16.
- Perroud, B., 1982. Etude volcano-structurale des îles Maurice et Rodrique (Océan Indien Occidental)—origine du volcanisme. Thesis, Univ. Grenoble, Grenoble, 225 pp.
- Ryan, M.P., Koyanagi, R.Y. and Fiske, R.S., 1981. Modelling the three-dimensional structure of magma transport systems: application to Kilauea volcano, Hawaii. *J. Geophys. Res.*, 86: 7111-7129.
- Ryan, M.P., Blevins, J.Y.K., Okamura, A.T. and Koyanagi, R.Y., 1983. Magma reservoir subsidence mechanics: theoretical summary and application to Kilauea volcano, Hawaii. *J. Geophys. Res.*, 88: 4147-4181.
- Sclater, J.G., Fisher, R.L., Patriat, P., Tapscott, C. and Parsons, B., 1981. Eocene to recent development of the south-west Indian Ridge, a consequence of the evolution of the Indian Ocean triple junction. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 64: 587-604.
- Schlich, R., 1975. Structure et âge de l'Océan Occidental. *Mém. Soc. Géol. Fr., Hors Sér.*, No. 6: 102 pp.
- Simkin, T. and Howard, K.A., 1970. Caldera collapse in the Galapagos island, 1968. *Science*, 169(3944): 429-437.

- Strong, D.F. and Jacquot, C., 1971. The Karthala caldera, Grande Comore. *Bull. Volcanol.*, 44(3): 661-680.
- Swanson, D.A., Duffield, W.A. and Fiske, R.S., 1976. Displacement of the South flank of Kilauea volcano: the result of forceful intrusion of magma into the rift zones. *U.S. Geol. Surv., Prof. Pap.*, 963: 1-39.
- Verwoerd, W.J., 1971. Geology. In: E.M. van Zinderen Bakker, J.M. Winterbottom and R.A. Dyer (Editors), Marion and Prince Edward islands. A.A. Balkema, Cape Town, pp. 40-62.
- Verwoerd, W.J., Russell, S. and Berruti, A., 1981. 1980 volcanic eruption reported on Marion island. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 54: 153-156.
- Wood, C.A., 1980. Morphometric evolution of cinder cones. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 7: 387-413.

ABSTRACT

Marion
intraplate
shield
However,
A detailed
dating
past
glacial
building
and
constraints
a period
differing
evolve
than
calcu
first
(Holocene)
outwash
throat

INTRODUCTION

The evolution
are very
eruptive
to erupt
weathering

In this
very
stiff
climate
Finally
does not

Detailed
season of
advice
Furthermore
It is logical
determining
evolution

The Southern

Annexe III

BUILDING STAGES OF A DOUBLET SHIELD VOLCANO, MARION ISLAND, SOUTHERN INDIAN OCEAN

Chevallier, L.* , Verwoerd, W.J.* and McDougall, I.+

ABSTRACT

Marion Island is a Pleistocene-Holocene subantarctic alkalin basaltic intraplate volcano. It is characterized by a double feeding system: the main shield and a satellite centre on the west flank of the former (western centre). However, this distinction is not possible from the morphological point of view. A detailed stratigraphic study coupled with lithologically supported K/Ar dating allowed us to reconstitute the evolution of this doublet volcano, its past production rates, and to discuss the problem of interbedded Pleistocene glacial deposits. Marion volcano is slightly older than 0.45Ma and four building stages are recognized, characterized by four different magmatic cycles and accompanied by major tectonic events. Marion main shield was first constructed. The satellite western centre individualized some 0.36Ma ago during a period of very low eruptive rate and magmatic anomaly (production of two different magmas, one cumulative at the western centre, the other one slightly evolved at the main shield, both derived from the same parental magma). Since then both centres are working simultaneously. The four eruptive rates calculated for the four different periods are in term of eruptions per century: first stage: 7,5 - second stage: less than 1 - third stage: 7,5 and fourth stage (Holocene and present day time): 1,5. Interbedded detrital deposits (mostly outwash) are correlated to Pleistocene glacial events on the base of chronological and ^{18}O data.

I INTRODUCTION AND REGIONAL TECTONICS

The evolution and chronology of Upper Pleistocene / Holocene basaltic volcanoes are very often difficult to establish for many reasons like the lack of deep erosive features and old morphologies when the activity is very sustained, or, if erosion does exist, the lack of good exposure due to inaccessibility, weathering and vegetation growth on tropical islands.

In this regard subantarctic islands of Marion and Prince Edward are certainly very interesting. The tectonics and erosion that affected the islands left good cliff sections within the Upper Pleistocene series. Because of subantarctic climate and low rate of volcanic activity the outcrops are well exposed. Finally the weathering on such islands is a very slow process and practically does not affect the Pleistocene rocks, giving good samples for geochronology.

Detailed stratigraphic studies have been done on both islands during the summer season of 1983-84. Because only a very small portion of Prince Edward volcanic edifice remains above sea level, Marion is chiefly presented in this paper. Furthermore the presence of a double feeding system on Marion needed a fine lithological analysis. This was later completed by radiochronological determinations that would help solving correlative problems and establish the evolutive cycle of the volcano.

The Southern Indian Ocean is the part of the Antarctic plate geographically

defined by the Southwest and Southeast Indian Ridges (fig. 1a). The whole sequence of magnetic anomalies up to no 33 (Late Cretaceous) has been identified by Schlich (1975) for the Southeast Indian Ridge and Bergh and Norton (1976), Goslin et al. (1981) for the Southwest Indian Ridge. The Southeast Indian Ridge is characterized by a smooth axial topography, 3 changes in the spreading direction since anomaly 33 and high seafloor spreading rate (ranging from 2,4 to 9 cm/y - half rate). The Southwest Indian Ridge on the other side exhibits a very broken morphology, no change in the spreading direction and a relatively constant low spreading rate since anomaly 33 (0 to 3,6 cm/y - half rate).

The other peculiarity of the Southern Indian Ocean is the presence of many big aseismic submarine plateaus: Kerguelen-Heard, Crozet, Del Cano, Marion and Prince Edward, Ob, Lena, Marion Dufresne. The oceanic nature of these structures is now well established by way of magnetic anomalies but also by seismic and gravimetric data (Goslin et al., 1981) and petrological considerations (Dosso and Murphy, 1980).

The Marion and Prince Edward are two alkalin intraplate volcanoes located 300 km south of the South West Ridge (fig. 1A). They rest on a flat topped plateau adjacent to a N20° striking fracture zone of the sea floor and emplaced approximately on magnetic anomaly 18 (45 Ma). This N20 structure as well as the E-W fabric trend of the ridge and magnetic anomalies, are reflected in the morphology of the plateau and on both volcanoes by cliffs, dykes and faults (Chevallier, 1986). The volcanism of these islands seems then to be controlled by the regional tectonics that caused the collapse of 80% of Prince Edward edifice.

II SAMPLING AND GEOCHRONOLOGICAL TECHNIQUE

Accurate stratigraphic control was the basis of our sample collection. All the rocks have been collected on well-established cross sections characteristic of the lithological succession of the volcano. As explained above, due to subantarctic conditions, Marion basalt did not undergo weathering. No hydrothermal front has affected the emerged part of the volcanic pile. To avoid the results of eventual weathering, most samples were collected in the core of thick and massive flows. The basalts exhibit a holocrystalline texture including phenocrysts in variable proportions. No sampling was done close to Holocene flows to avoid the possibility of slight reheating.

Geochronological measurements have been made following the techniques.....

III VOLCANOLOGY OF MARION

Marion is a shield volcano with slopes that do not exceed 8°. It culminates at 1240m and has a permanent but small ice cap at 1100m altitude. Verwoerd (1971) described and mapped two main periods of volcanic activity, the Pleistocene and the Holocene, separated by the last glacial event that occurred between 0,05 and 0,01 Ma ago, and is evidenced by glaciated outcrops.

Marion is a doublet volcano. Two volcanic centres have been recognized on structural, stratigraphic and petrological grounds (Chevallier, 1986). All the Pleistocene dykes, the Holocene eruptive fissures converge towards those two centres (fig. 2a). However, from the morphologic point of view the distinction is not possible. One centre corresponds to the evolution of the main shield and in the further stratigraphic analysis one will refer to the main shield series. The second centre developed later (as proved by the geochronology exposed below) on the west flank of the main shield. It will be referred as the western series. The flanks of the volcano are affected by radial graben-like

structures interpreted as high landslides. Santa Rosa Valley on the South flank is the most spectacular and active example. Trace of such tectonics has also been found during Pleistocene (see below).

Holocene volcanism is characterized by lateral activity along those radial fractures. No typical central activity can be denoted on Marion and Verwoerd (1971) also pointed out the absence of a caldera on top of the volcano. A low rate of eruptivity can be postulated since some 150 vents have been recognized for the Holocene period (10 000y). The more recent eruption occurred in 1980 (Verwoerd et al., 1981) and is the only one recorded by man. Field evidence indicates that there may have been other eruptions in historic time but almost certainly not after the establishment of the permanent weather station in 1948. The Holocene volcanic activity is essentially strombolian in style producing cinder cones up to 200m high and aa or, less commonly, pahoehoe flows. Few fissure eruptions with spatter cones or remparts and short flows occur as well, as exemplified by the 1980 eruption. A third kind of eruptive dynamism, phreatomagmatic, occurred on shallow submerged coastal plain producing typical surtseyan tuff cones (Verwoerd and Chevallier, 1987). The Pleistocene volcanic products display the same kind of eruptive features.

Previous petrological studies (Verwoerd, 1971), complemented by work in progress, show that the lavas follow an alkaline trend of differentiation but are chiefly of basaltic composition. Four kinds of magma can be distinguished: 1) doleritic basalt with phenocrysts of oliv+cpx+feld in a microdoleritic matrix, 2) basalt sensu stricto with few microcrysts of oliv+feld in a microlitic to glassy matrix, 3) feldsparphyric basalt with phenocrysts of Ca-rich plagioclase in a microlitic matrix, 4) aphyric trachybasalt made of laths of feldspar with fluidal texture. The following chronostratigraphic study shows what role these different magmas play in the evolution of Marion volcano.

IV CHRONOSTRATIGRAPHIC ANALYSIS

The Pleistocene series represents the infrastructure of the volcanic edifice. Some K/Ar datations have been previously obtained (McDougall, 1971) giving ages between 0,28 Ma and 0,05 Ma (table I). Datations were also attempted on some Holocene flows with consistent ages around 0,02 ± 0,01 Ma.

Verwoerd (1971) mentioned significant petrological variations within the Pleistocene succession on the basis of a few chemical analyses, and drew attention to the problematic interbedded clastic deposits. Detailed cross-sections and mapping of Pleistocene sequences show that the two volcanic centres described above correspond to two distinct stratigraphic units: the main shield series and the western series (fig. 2b). In the Santa Rosa Valley cliffs the two series face each other.

Four criteria have been considered to effect field correlations between the different cross sections within each series:

- The petrographic differentiation sequence remains the major factor. The four petrographic types referred above as doleritic basalt, basalt ss, feldsparphyric basalt and trachybasalt are used in the following text.
- The unconformities, paleoslopes and paleocliffs are indicators of correlatable major tectonic events, either of regional or local extent. The latter are related to the dynamics of the edifice (see photo no 1).
- Interbedded hyaloclastic tuffs, characteristic of surtseyan phreatomagmatic cones, are good indicators of the proximity of a paleo-coastal plain and cliff.

and furthermore of a possible tectonic event. The relationship between such a deposit and the paleomorphology is shown on fig 3. All the stages of erosion are exposed on Marion and Prince Edward islands in the Pleistocene and Holocene series. Most of these deposits are very homogeneous, very well bedded and very well sorted and consist of glassy lapilli set in a yellow vesicular matrix, with about 10% foreign clasts (see photo no 2).

- Detrital deposits interbedded with the lavas present two problems: can they be correlated with each other, thus indicating erosive periods extending over the whole volcano, and if so, do they correspond to glacial periods or not? Most of them show water-rework characteristics.

Finally most of the new set of dates have been done on two unequivocal cliff cross sections: Santa Rosa Valley East for the main shield series and Triegaardt Bay for the western series. Additional dating on small sections and previous dating complete our study and helped us solving stratigraphic problems. The new radiochronologic data are shown on tables I and II.

a. The main shield series

The series displays three main sequences separated by major unconformities (fig. 4.).

The lower sequence is only exposed in the cliffs of Santa Rosa Valley and Crawford Bay (sections 1 to 5). It is a 200m thick series made of 3 to 6m thick massive flows of doleritic basalt and basalt ss. Interbedded detrital deposits consisting of 2 separate units can be attributed to erosive periods within the lower sequence. They show a coarse foreset bedding consisting of layers of round pebbles of many kinds intricately mixed with lenses of gravel, sand and silt, very similar to the one shown on photos 5 and 6. The result looks homogeneous and unsorted. Santa Rosa Valley profile has been sampled for datation on the lower equence (section 1 and table II). The succession of ages is consistent with the stratigraphy except for LC99 that is significantly younger (0.34 Ma) and has been rattached to the intermediate sequence.

The intermediate sequence shows much more complexities in its lithology. Petrological evolution coupled with geochronology have been taken as principal guides to solve the problem of succession of events. The sequence lies upon the lower one with a strong unconformity visible at Crawford Bay (Sections 4 and 5). At the base of the paleoclipf of Crawford Bay occurs, in many places, a chaotic talus deposit (containing huge blocks) and an interbedded phreatomagmatic tuff (photo 2) witness of a paleocoastal plain (see fig.3). This unconformity is related to the very strong steepening of the flows on the west flanks of Piew Craggs and Long Ridge (Sections 10 and 13) indicating a paleoclipf underneath. For geochronological reasons one has also to correlate this unconformity, above which an age of 0.36 Ma has been obtained, with the slight discordance observed in the upper part of Santa Rosa Valley cliff (section 1) for which an age of 0.34 Ma, much younger than the underlying lavas, is given.

The lower part of the intermediate sequence consists of 4 to 8m thick trachybasaltic flows (sections 4 to 16) except on Santa Rosa Valley section where doleritic basalt is found. On the east coast, detrital deposits are interbedded within the lower part of the intermediate Sequence (section 7 to 11, 13). They are probably the result of a widespread single event. They all show the same characteristic features: good stratification expressed by alternation of various pebble layers, gravel-rich layers, sand and laminated silt layers, and frequent cracks filled by fine-grained sediment. The Ship's Cove exposure (section 11) clearly shows these abrupt changes of grain size and faulting of the sediments (photo 4). Hall (1978b, 1982) recognizes till characteristics in the detrital deposits of the north and east coast but their stratigraphic position and lithology are quite different from the moraine of

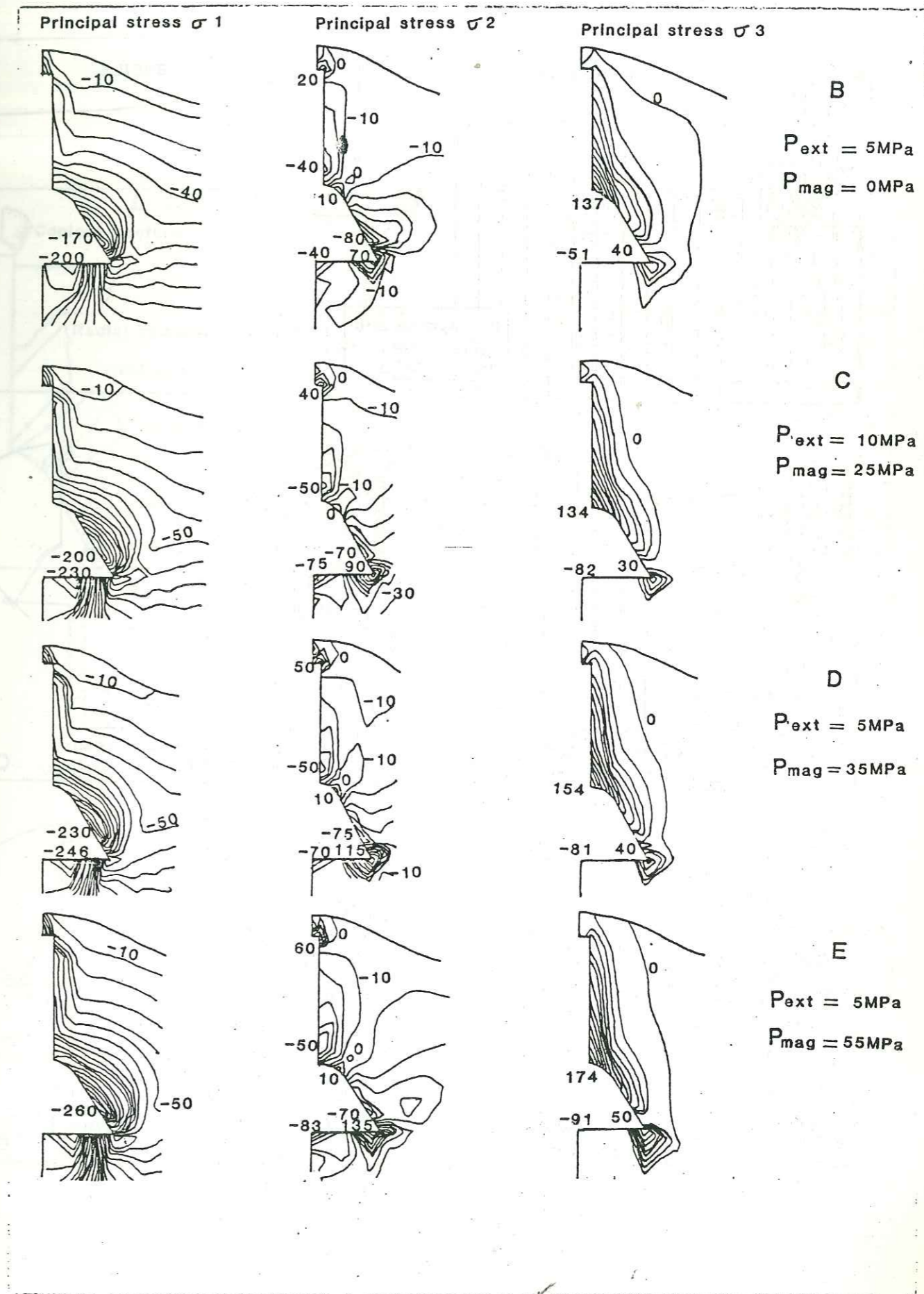


Fig 9

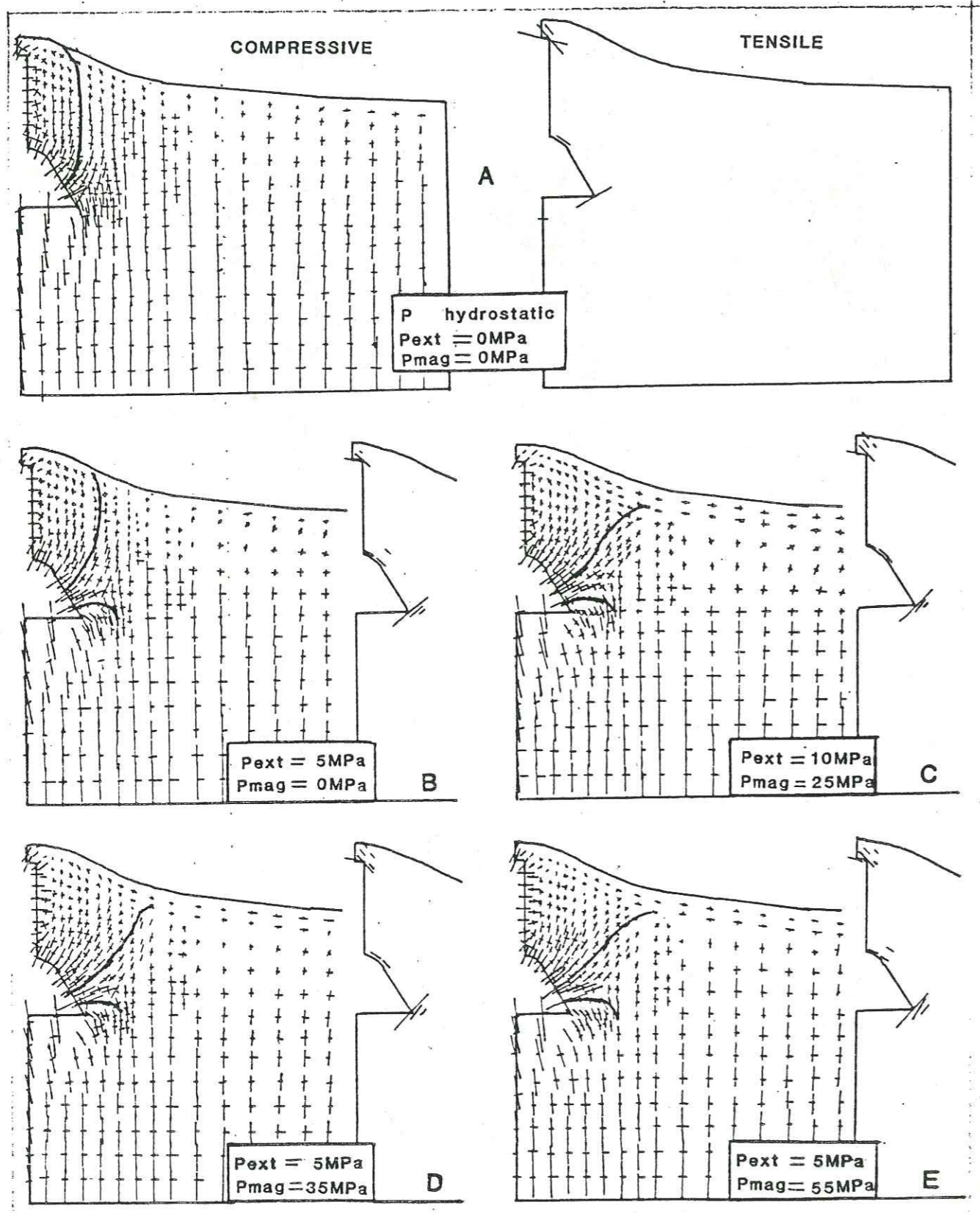


Fig 10

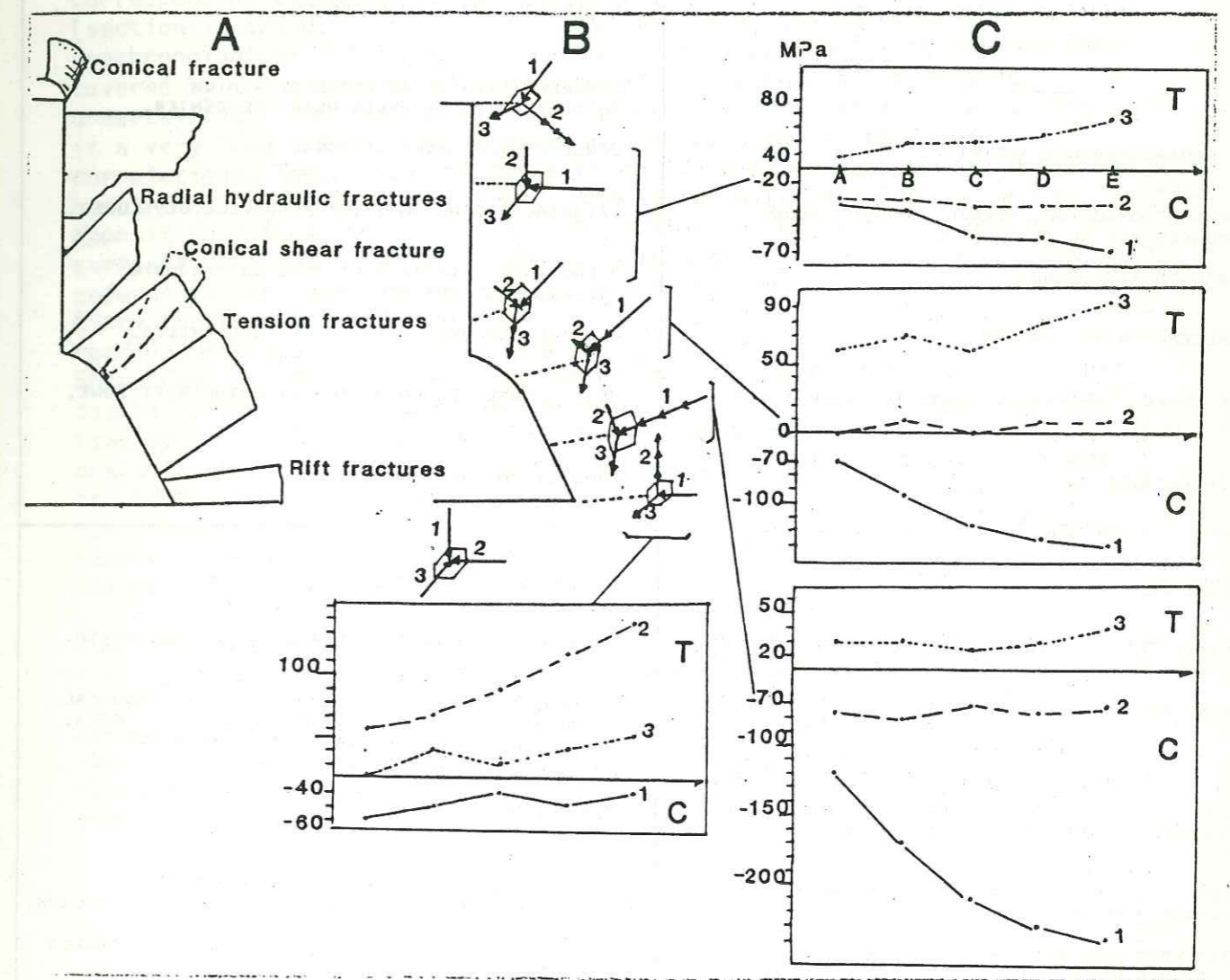


Fig. 11

meteo arant

TABLE 1: SUMMARY OF THE COMPARATIVE GEOLOGY BETWEEN THE FOUR STUDIED VOLCANOES.

<p><u>MARION</u></p> <p>REGIONAL STRUCTURAL CONTROL ON THE VOLCANISM.</p> <p>TWO MAGMA RESERVOIRS INFERRED AT A DEPTH > 3KM.</p> <p>SHIELD-LIKE PROFILE, NO CENTRAL CONE.</p> <p>WEAK RADIAL FISSURE ACTIVITY.</p> <p>TYPICAL STROMBOLIAN LATERAL ACTIVITY ALONG PRONOUNCED RADIAL FRACTURES.</p> <p>AN ARCUATE RIFT ZONE.</p> <p>NO CALDERA OR PIT CRATER.</p> <p>LARGE SCALE LANDSLIDING CONNECTED WITH THE RIFT ZONE.</p> <p>LOW PRODUCTION RATE.</p>	<p><u>GOUGH</u></p> <p>AN INFERRED 4KM DEEP MAGMA CHAMBER.</p> <p>A CENTRAL CONE, MUCH ERODED.</p> <p>CENTRAL ACTIVITY ATTESTED BY A HIGH CONCENTRATION OF DYKES NEAR THE CENTER.</p> <p>DENSE CENTRAL DYKE NETWORK.</p> <p>LATERAL RADIAL ACTIVITY ALSO WELL DEVELOPED.</p> <p>A PROMINENT LINEAR RIFT ZONE BUT ARCUATE STRUCTURE OF THE VOLCANO.</p> <p>A SHIELD CALDERA WITH A FEW CONE SHEETS.</p> <p>HUGE LANDSLIDES CONNECTED WITH THE RIFT ZONE.</p> <p>PRODUCTION RATE UNKNOWN.</p>
<p><u>TRISTAN DA CUNHA</u></p> <p>REGIONAL STRESS FIELD INFLUENCE ON THE STRUCTURE OF THE VOLCANO.</p> <p>A MAGMA CHAMBER THAT CAN NOT BE DEEPER THAN 5KM.</p> <p>A VERY WELL DEVELOPED CENTRAL CONE RESULTING FROM ACCUMULATION OF VOLCANIC DEPOSITS AND UPLIFT.</p> <p>A MAGMA COLUMN RISING ABOVE THE CHAMBER AND IMPORTANT SUMMIT ACTIVITY.</p> <p>CENTRAL RADIAL HYDRAULIC FRACTURES AND FISSURE ERUPTIONS.</p> <p>RADIAL LATERAL DYKES WITH STROMBOLIAN LATERAL ACTIVITY.</p> <p>CONE FRACTURES IN DEPTH RESPONSIBLE FOR RING STRUCTURE AND UPLIFTING OF THE CENTRAL CONE.</p> <p>DOWNSLOPE MOVEMENTS ON THE FLANKS.</p> <p>PRODUCTION RATE UNKNOWN.</p>	<p><u>PITON DE LA FOURNAISE</u></p> <p>REGIONAL STRUCTURAL CONTROL ON THE VOLCANISM.</p> <p>A TWO-FOLD MAGMATIC SYSTEM: A DEEP SUBCRUSTAL CHAMBER CONNECTED TO LARGE CALDERA COLLAPSES, AND A SHALLOW RESERVOIR (3KM) FROM WHERE ERUPTIONS ARE GENERATED.</p> <p>A WELL-DEVELOPED CENTRAL CONE.</p> <p>A COLUMN RISING ABOVE THE SHALLOW RESERVOIR AND A SUMMIT CALDERA ABOVE THE COLUMN.</p> <p>A RADIAL CENTRAL SYSTEM OF HYDRAULIC FRACTURES</p> <p>LATERAL FRACTURES WITH WEAK STROMBOLIAN ACTIVITY.</p> <p>AN ARCUATE RIFT ZONE.</p> <p>CONE FRACTURES IN DEPTH RESPONSIBLE FOR RING STRUCTURE AND UPLIFTING OF THE CENTRAL CONE.</p> <p>DOWNSLOPE MOVEMENTS ON THE CENTRAL CONE AND HUGE LANDSLIDES ON THE LOWER FLANK DUE TO ARCUATE RIFT ZONE AND SLOPE SUBSTRATUM.</p> <p>HIGH PRODUCTION RATE.</p>

the last glacial period which overlies the whole Pleistocene succession. Above the trachybasalt a period of basalt ss is encountered everywhere on the flanks of the main shield. It consists of thin lava flows (1 or 2m) with pahoehoe characteristics. This unit is surmounted by characteristic thick flows made of silver-grey trachybasalt. In few places this unit is very discordant truncates the underlying units (sections 1,2,3 and photo 1). At Long Ridge (section 13) it lies on a 1m thick bed of reworked material.

Ages obtained for the intermediate sequence are consistent with the lithology. The base is dated around 0.35Ma (sections 1 and 4). The top of the sequence corresponding to the silver-grey trachybasalt gave similar ages of 0.09 (section 1) and 0.10 (section 13). The middle of the sequence posed us some geochronological difficulties for reason of discontinuity in the outcrops covered by the last glacial period moraines and then stratigraphic uncertainties. The real display of the cross section 11 is shown on fig.5. It is a very long and flat angle section with problematic uphill-downhill correlations. The coastal sections (6 to 13) display the following succession: basal flows dated at 0.28Ma and 0.24Ma at two different places, bedded reworked deposit described above with interlayered flows dated at 0.18Ma and 0.17Ma, surmounting flows dated at 0.12Ma in only one place. Does this succession go underneath the uphill one or is it contemporaneous, is actually the question. Since the age of 0.28Ma obtained on sample LC187 is a good measurement with readily detectable radiogenic argon, we correlate it to the two basal flows of Ships Cove and Macaroni Bay. The equivalent of the bedded deposit at the coastal cliff is only found in one place uphill, in Piew Crags cross section (section 10). It consists of a bench of bedded gravel, similar to the coastal one with an unknown downward extension. In the stratigraphical doubt and considering what is exposed above, it appears more likely to correlate the uphill and coastal sections together. However the age of 0.02 Ma obtained on sample LC184 is too young and for the intermediate sequence and for the main shield Pleistocene series.

The upper sequence is limited in volume and restricted in area on the flanks of the volcano. It lies unconformably upon the intermediate sequence (section 7 to 16). On the North-east flank it is composed of 20 to 30 thin flows of doleritic basalt that originated from the central area of the main shield. On the East flank a thick flow of feldsparic basalt ran into paleovalleys and forms inverse relief in some places. Two datations effectuated on the two different kinds of flows gave similar ages of 0.06Ma and 0.05Ma.

b) The western series

The western series is well exposed in all the cliffs surrounding the Western centre (fig.2), but the most complete succession is given by the near-vertical coastal cliff at Triegaardt Bay (section 19 on fig.6). It displays two main petrological sequences. The lower sequence consists mainly of feldsparphyric basalt although some trachybasalt occurs intermittently. At the base of the unit a 20 m thick well-stratified deposit is interbedded (photo 3). It is characterized by abrupt vertical changes in grain size: various block-rich layers, matrix-rich layers, bedded sands and gravels, and laminated and folded silt layers. This deposit is very similar to those of the northeast coast (fig. 4). Hall (1978a) describes them as tills. Inside the lower sequence a very strong angular unconformity, due to a paleocliff, can be seen in the Triegaardt Bay cross section. This paleocliff is attributed to faulting along the N20° regional tectonic line responsible for the formation of the western escarpment (fig.2a). Associated with this event are phreatomagmatic tuffs, witness of the presence of a paleocoastal plain (see fig.3) and detrital deposits consisting chiefly of massive pebble-rich sediments alternating with a few thin layers of laminated silt.

Towards the end of the lower sequence an important episode of phreatomagmatism and deposition of detrital material can be followed all along the West and

Southwest coast (section 19 to 24, 28, 29). Because of the very special character of the deposit we interpret this episode as a bench-mark in the stratigraphy. First of all the phreatomagmatic material is quite different from the other Pleistocene and Holocene hyaloclastic tuffs of Marion and Prince Edward, described by Verwoerd and Chevallier (1986), with their yellow colour, homogeneity, induration, excellent bedding, very well sorted glassy lapilli in a tuffaceous matrix, rhythmicity of layers of foreign clasts. Its characteristic features are: black colour, crude stratification but no bedding, heterogeneity and non-induration (photo no 7). It is composed of coarse layers of fragments of many sizes and shapes: sharp glassy clasts and bodies up to 1 or 2 m long with pillow-like structure (radial cracks), jagged surfaces, contortions and brittle fracture (photos no 8 and 9). No matrix welds these products but an interstitial film of powdery light-coloured clay occurs between the grains. These layers are interstratified with tuff breccia made of smaller vitric fragments and thinner strata of indurated tuff with glassy lapilli. The foreign clasts can be very big (up to 1 m) and numerous (>10%). The deposit is intruded by chilled, brittle dykes and sills of many shapes and sizes (thick and long, small and contorted, often pillow-like). The deposit is overlain by flows and detrital material showing a good bedding and composed of fragments of the underlying one (section 20 to 23, 28 east, 29).

Because of its thickness and its high altitude above the sea (70 m) this deposit cannot be identified as a surtseyan phreatomagmatic tail (like fig. 3) from which it differs in several important respects (compare with photo no 2). On the other hand, these products are very similar to the intraglacial volcanic material of Iceland described by Jones (1970) as follows: pillow lavas (in the core of the volcanic pile), para-pillow lavas (ragged pillow-like bodies separated by glassy breccia), interstratified pillow breccia (due to gravitational collapse), flow-foot breccias (aerial lava flows entering the water), vitric tuff at the top (shallow-water type of activity) and lava sheets (sills and flows). Similar observations were made by Porter (1973) in the volcanic succession of Mauna Kea, Hawaii, representing the last glacial event. If we exclude the true pillow lavas occurring in the core of the pile of a typical Icelandic tablemount, the Marion deposits can be interpreted as the result of intraglacial eruptions in melt-water. Further stream erosion may have destroyed, or a lava capping could possibly conceal the classical table mountain shape.

In some places evidence of phreatomagmatic activity is absent from this deposit, which then consists of detrital material intruded by contorted sills and interbedded with flows (sections 17, 24, 28). The sediments display a coarse bedding resulting from the intricate association of variable pebble layers and lenses of gravel, sand and silt (photo 5 and 6). The deposit of Rook's Bay (section 28) shows a typical fan morphology.

The upper sequence of the western series lies unconformably on the lower one. In some places paleocliffs and paleoslopes (section 17, 25, 26) are present. Very little detrital material is associated with this unconformity (section 17). The series is composed mainly of doleritic basalt with some feldsparphyric basalt predominant at the base. As in the case of the main shield series, the western series is topped by moraine of the most recent glaciation.

Age measurements are coherent with the stratigraphy (see fig.6 and table III). The base of the lower sequence is dated between 0,20Ma and 0,16Ma, however the age of 0,20Ma for LC4 looks a bit older for its stratigraphic position. Above the discontinuity within the lower sequence an age of 0,09Ma is consistent with the succession. The age of 0,02Ma for LC158 is significantly too young for the lower sequence as well as for the Pleistocene series. The five samples taken for the upper sequence give very coherent ages (between 0,05Ma and 0,03Ma) and have been obtained on three different cross sections (19, 25, 26).

V PRINCE EDWARD VOLCANO

The stratigraphy of Prince Edward is given for comparison. Prince Edward Island has a marked asymmetric profile constituted of a plateau sloping down seawards, a 400m high cliff facing west to northwest and a coastal plain (fig.7a). The centre of the volcano is located under the sea where all the Pleistocene dykes converge. Approximately 80 per cent of the edifice is postulated to have collapsed along the regional fault system trending N20° and E-W as evidenced by the western and northwestern escarpment (Chevallier, 1986).

Verwoerd (1971) recognized the same two Pleistocene and Holocene periods than on Marion, confirmed by early datations (see table I, McDougall, 1971). Cross sections made on the Pleistocene show a succession rather similar to the main shield series on Marion (fig.7b). Two sequences are recognisable on Prince Edward.

The lower sequence is mainly composed of doleritic basalt with some interlayered basalt ss, and is then very similar to the lower main shield sequence of Marion. Numerous phreatomagmatic deposits are interbedded within the sequence. This shows the presence of a permanent coastal plain-cliff morphology throughout geological time and the persistence of the regional tectonics. This sequence has not been dated.

The overlying sequence consists only of trachybasalt comparable to the main shield intermediate sequence of Marion. At Mc Nish Bay (section 5) it lies in unconformity on the lower one. The cross section clearly shows the paleocliff and the phreatomagmatic deposit that went over it, indicating an erosive period between the two sequences. Previous chronological data (McDougall, 1971, table I) give an age ranging from 0,22Ma to 0,11Ma for this sequence in good agreement with the Marion intermediate sequence (table II).

The main differences with respect to Marion Island are the absence of bedded detrital deposits interlayered within the succession, and the lack of evidence for the "Wurm" age glacial deposit between the Pleistocene and the Holocene. This can be explained by the very small portion of the volcano that emerges above the sea. Slab-coating on the plateau indicates a periglacial environment before the emplacement of the Holocene flows.

VI DISCUSSION

a) Correlations

The detailed chronostratigraphic analysis of Marion allows us to make correlations between the two Pleistocene series with a good level of confidence. This is shown on fig.8. Marion Pleistocene lithology is characterized by three sequences.

The lower sequence constitutes the infrastructure of the main shield and has not been found for the western centre. It is composed of doleritic basalt and basalt ss. It ranges in age between 0,45Ma and slightly younger than 0,41Ma. It is 200m thick and displays two visible bedded detrital deposits.

The intermediate sequence is found on both centres (main shield and western) but differs in petrographic composition. It consists of trachybasalt plus basalt ss for the main shield series whereas it is composed of feldsparphyric basalt for the western series. The incursion of some trachybasaltic flows within the western succession strengthens the contemporaneity of the volcanicity. The intermediate sequence is discordant on the underlying one. It is some 100m thick and ranges in age from 0,36Ma to 0,09Ma, giving of course an abnormal production rate compared to the lower sequence. Within the sequence several detrital deposits have been found. Upon chronological considerations the

deposit at the base of Triegaardt Bay (e on fig.8) can be correlated to one of the two deposits described on the East coast (c and d on fig 8). The intraglacial event is only observed in the western series (f on fig.8). Finally, towards the end of the intermediate sequence a major unconformity exists and can be dated on both centre just older than 0.09Ma.

The upper sequence is more developed on the western centre (150m) than on the main shield (50m to nil). It is composed mainly of doleritic basalt with some feldsparphyric basalt. It lies in unconformity on the intermediate sequence. Its range of age is very narrow, around 0.05Ma, which, compared to the previous periods, gives a fairly high rate of production specially for the western centre. The "Wurm" age moraines that top the Pleistocene series can be found on both the main shield and the western centre (but not on Prince Edward).

The Holocene period is characterized by two kinds of magma, doleritic basalt and basalt ss. The two centres are equally productive. Some 150 vents have been counted for this period that covers the last 10 000 years, giving a eruptive rate of one eruption per century. In term of thickness, the Holocene series (which flows do not cover the whole volcano) can be reasonably estimated at 10m. The volcanicity has been initiated and still occurs along radial graben-like structure ascribed by Hall (1982) to uplift movements after the melting of the ice cap and that we have interpreted as landslide movements on the flanks of the edifice.

b) Origin of the detrital deposits

The interbedded detrital deposits, also originally referred by Verwoerd (1971) as clastic deposits, brought an interesting discussion among the geologists that have been working on Marion. Hall (1978a) ascribes a glacial origin to the Pleistocene detrital deposits on sedimentological grounds and postulates the existence of three till sequences or glacial cycles separated by warmer periods with paleosols. The presence of such paleosols has been contested by Kent and Gribnitz (1983) and Gribnitz et al. (1986) who give a volcanic ash origin without warmer condition. Our study does not reject a glacial drift origin for these deposits and admit a volcanic ash origin for some localized red thin layers described by the second authors. The problem needed in fact to be put in its geological and stratigraphical context by considering lithological, sedimentological and chronological factors.

The deposits of the last glacial period does not pose a problem. They always top the Pleistocene Series and show typical moraine morphology, direct glacial action features (striated pavements, heterogeneity of the deposits, sparse matrix, broken-sliced-faceted-halved cobbles) and evidence of associated fluvioglacial activity (Verwoerd, 1971; Hall, 1980). The same glacial cycle has been described on Mauna Kea volcano, Hawaii (Porter, 1975). The term "Wurm", used by Hall, is now known to refer strictly only to glaciation in the Alps and should be avoided.

The Pleistocene interbedded deposits are more problematic because they never show ice-fashioned characteristic but always stratification or bedding. Stratified drifts fall into two classes (Flint, 1971):

1) Ice-contact stratified drift occurs immediately adjacent to the glacier. Irregularity of melting rate of ice and intermittent release of sediment cause extreme variation and abrupt vertical changes in grain size in this type of deposit. The deposits c, d and e of fig.8 (East coast and Triegaardt Bay) show these characteristics (photos 3 and 4). From our chronostratigraphic analysis those deposits would have been formed during the same period all over the volcano.

2) Outwash is stratified drift built by streams beyond the glacier itself, taking the form of a fan or valley train. These deposits have braided stream

patterns good sorting and are commonly stratified in thin courses of forset layers. Faceted and striated stones are rare; rounding of pebbles takes place. Abrupt vertical variation of grain size does not exist. Deposits a and b of fig.8 show these characteristics (photos 5 and 6).

Now the problem of "glacial period", or not, on Marion is very subjective since the present time streams are anyway fed in part by rain water and in part by snow and ice melting from the plateau. Marion undergoes since the beginning of Holocene a low glacial activity with an ice cap restricted above 1100m in altitude. The deposits found in the rivers are mostly sand and less pebbles and characterize then a low energy outwash drift. The advance of the glacier in the past could have produced real outwash or even ice-contact drifts. So, what is a glacial period and what is a non-glacial period?. The best available indicator of the sequence of global glacial-interglacial oscillations during the Pleistocene comes from analysis of ^{18}O recorded by deep sea sediments or foraminiferal assemblages (Shackleton and Opdyke, 1973, 1976). This scale is given on fig.8. The terminal Pleistocene moraines can be easily correlated to the last glacial age of the scale. For the other deposits the attempt of correlation gives satisfying results. However, problems do exist like the lack of deposit that would correspond to the cold period around 0.33Ma and the lack of deposit on the main shield, equivalent to the intraglacial activity on the western centre (deposit f).

c) The unconformities

The unconformities appear to be independant of the glacial events. They mark the limit between the different magmatic period. They occur inland and in coastal areas. In the first case they never show peculiar deposit associated with. In the second case they are associated with a paleocliff, paleocoastal plain, phreatomagmatic tuff cones and talus deposits in some places. The geometry in plan of these unconformities prefigures the tectonic system that initiated and accompanies the Holocene volcanism: regional fault of the western escarpment, landslide structures on the flanks of the volcano with paleoslopes uphill and radial grabens. For all those reasons we assign a tectonic origin to these unconformities.

V CONCLUSION

The evolution of the doublet volcano of Marion can be summarized as a succession of four magmatic cycles separated by tectonic events (fig. 9).

The first stage of evolution sees the construction of the main shield. It corresponds to the lower Pleistocene series dated from older than 0.45Ma to slightly younger than 0.41Ma. Two hundred metres of volcanioc pile is then built up in 40 000 years that gives a rate of accumulation of 10m in 2000 years. Two kinds of magma are extruded, doleritic basalt and basalt sensus stricto. A glacial period is encountered during this stage.

The second stage of evolution starts after a volcanic break of about 50.000 years and sees the individualisation of a satellite volcanic centre (the Western centre) on the southwest flank of the main shield. This event is also marked by an magmatic "accident". Two new batches of magma are produced that derive from the basalt ss of stage I (petrological studies in progress). One batch is slightly differentiated with trachybasalt with still basalt ss and feeds the main shield eruptions. The second one is a cumulative Ca-rich feldsparphyric basalt and feeds the western centre. These different lavas constitute the Pleistocene intermediate sequence that lasts some 250 000 years (0.36Ma to 0.09Ma) during which a volcanic pile some 100m high is built. A very low rate of edification of 10m per 25 000 years can be deducted. This estimation does not take into account the resting period and tectonic event

that initiates the stage III and during which erosion certainly occurred; Nevertheless such a consideration would not change the result in significant proportion. During this second stage two glacial events occur as well as important tectonic activity.

After a period of volcanic calm of about 50 000 years the activity takes place for a short while between 0.06 Ma and 0.03 Ma., keeping in mind that the datations for sample with low radiogenic argon become imprecised. Doleritic basalt and some feldsparphyric basalt are extruded by both centres but the West centre is more productive with a volcanic pile 150m high (10m per 2000years) whereas on the main shield the flows did not cover the slopes of the volcano but only filled up paleovalley. The end of the third stage is marked by the last glacial event.

The fourth stage covers the Holocene period to present time i.e. the last 10 000 years. The lava flows cover the major surface of the island and an average of 10m for the thickness of the serie is proposed. A production rate of 10m per 10 000 years can be then calculated, or in other term, 1,5 eruption per century. This could seem to be proved by the 1980 eruption. It is a low rate. There is a return to "normal" on the magmatic side with the extrusion of the parental magmas: doleritic basalt and basalt ss, both produced by the two centre. A detailed study of the Holocene volcanology is in progress.

The detailed chronostratigraphy of Marion volcano shows that its history is characterized by the individualisation of a satellite volcanic centre on the flank of the main shield 0.36 Ma ago. This event is marked by a magmatic "accident" and a very low production rate. It has important petrological implications like two different magmas deriving from the same parental magma can feed two separated closely spaced magma chamber.

Using the holocene figure of 10m per 10.000 years is equivalent to 1,5 eruption per century one can infer the following eruptive rate during the Pleistocene: stage 1 - 7,5 eruptions per century; stage 2 - less than 1 eruption per century; stage 3 - 7,5 eruptions per century.

Finally it is quite clear that tectonics and magmatic cycles are closely connected. At the beginning of each cycle landslides occur on the flanks of the volcano, initiated by upthrust of magma. Reactivation of the regional feature that constitutes the western escarpment is also recorded in the chronostratigraphy study.

ACKNOWLEDGEMENTS

The South African Scientific Committee for Antarctic Research (SASCAR) supported this work and logistics were provided by the Department of Transport and the Department of Environmental Affairs of the Republic of South Africa. Special thanks to people who have helped at the Research School of Earth Sciences in Canberra?

BIBLIOGRAPHY

- Bergh, H.W. and Norton, I.O., 1976. Prince Edward Fracture Zone and the Evolution of the Mozambique Basin. *J. Geophys. Res.*, Vol. 81, 29: 5221-5239.
- Chevallier, L., 1986. Tectonics of Marion and Prince Edward volcanoes (Indian Ocean): Result of regional control and edifice dynamics. *Tectonophysics*, 124, 155-175.
- Dosso, L. and Murphy, V.R., 1980. A Nd isotopic study of Kerguelen Islands: inferences on enriched oceanic mantle sources. *Earth Plan. Sci. Letters*, 48, 268-276.
- Flint, R.F., 1971. *Glacial and Quaternary Geology*. John Wiley and Sons, Inc., 892pp.
- Giret, A., 1983. Le plutonisme oceanique intraplague. Exemple de l'Archipel Kerguelen (TAAF). These Doc. es Sciences, Universite Pierre et Marie Curie, Paris, 290p.
- Goslin, J., Reiq, M. and Schlich, R., 1981. Mise en place et evolution des plateaux sous-marins de Madagascar et Crozet. *Bull. Soc. Geol. France*, XXXIII, 6, 609-618.
- Hall, K., 1978a. Quaternary glacial geology of Marion island. Ph.D.-thesis, University of the Orange Free State, Bloemfontein, 369pp (unpublished).
- Hall, K., 1978b. Evidence for Quaternary glaciation of Marion island (sub-Antarctic) and some implications in: E.M. van Zinderen Bakker (Editor), *Antarctic Glacial History and World Palaeoenvironments*. A.A. Balkema, Rotterdam: 137-147.
- Hall, K., 1980. Late glacial ice cover and paleotemperatures on subantarctic Marion Island. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 29, 243-259.
- Hall, K., 1982. Rapid deglaciation as an initiator of volcanic activity: an hypothesis. *Earth Surfaces processes and landforms*, vol. 7: 45-51.
- Jones, J.G., 1970. Intraglacial volcanoes of the Laugarvatn region, Southwest Iceland. *Journ. of Geology*, 76, 2: 127-145.
- Mc Dougall, I., 1971. "Geochronology", in Marion and Prince Edward islands, van Zinderen Bakker, E.M., Winterbottom, J.M., and Dyer, R.A. (Eds), Cape Town, A.A. Balkema, pp.72-77.
- Porter, S.C., 1973. Subglacial volcanism in Hawaii. 9th Congr. Internat. Union Quat. Research, Christchurch, New Zealand, Abstract: 296.
- Porter, S.C., 1975. Late Quaternary glaciation and tephrochronology of Mauna Kea, Hawaii. *Quaternary Studies*, R.P. Suggate, M.M. Creswell (Eds.). The Royal Soc. of New Zealand, Wellington, pp.247-251.
- Prins, P. (1981). The Geochemical evolution of the alkaline and carbonatite complexes of the Damaraland Igneous Province, South West Africa. *Annals Univ. Stellenbosch (Geol. Ser. A1)* 3, 145-278.
- Schlich, R., 1975. Structure et age de l'Ocean Indien Occidental. *Mem. h.s. Soc. geol. France*, no 6, 102pp.
- Schackleton, N.J. and Opdyke, N.D., 1973. Oxygen isotope and paleomagnetic

stratigraphy of equatorial Pacific core v.28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10^5 year and 10^6 year scale. Quaternary Research, V.3: 39-55.

Schackléton, N.J. and Opdyke, N.D., 1976. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V28-239, late Pliocene to latest Pleistocene, in Cline, R.M., and Hays, J.D., Eds., Investigation of late Quaternary paleogeography and paleoclimatology: Geological Society of America Memoir, 145: 449-464.

Verwoerd, W.J., 1971. "Geology" in Marion and Prince Edward Islands and map, van Zinderen Bakker, E.M., Winterbottom, J.M., and Dyer, R.A. (Eds., Cape Town, A.A. Balkema, pp.40-62.

Verwoerd, W.J. and Chevallier, L., 1986. Contrasting types of Surtseyan tuff cones on Marion and Prince Edward Islands, South Indian Ocean. Bull. of Volcanol.,

Verwoerd, W.J., Russel, S. and Berruti, A., 1981. 1980 volcanic eruption reported on Marion island. Earth and Planet. Sci. Letters, 54: 153 - 156.

Annexe IV

Journal of Volcanology and Geothermal Research, 32 (1987)
Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam — Printed in The Netherlands

TECTONIC AND STRUCTURAL EVOLUTION OF GOUGH VOLCANO: A VOLCANOLOGICAL MODEL

LUC CHEVALLIER

Department of Geology, University of Stellenbosch, Stellenbosch, Republic of South Africa

(Received April 8, 1986; revised and accepted January 14, 1987)

Abstract

Chevallier, L., 1987. Tectonic and structural evolution of Gough volcano: a volcanological model. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 32: 000-000.

Morphostructural, stratigraphic and tectonic data indicate that the evolution of Gough volcano is similar to other oceanic intraplate volcanoes, is older than 1 Ma, and is related to a transform fault. At least six evolutionary stages can be distinguished within two major magmatostructural periods dominated by basaltic and trachytic magmas, respectively.

The basaltic shield volcano is characterized by a curved, elongated shape in plan and a rift zone with a high density of dykes, combined with a radial intrusive system. The latter is interpreted as being fed by a magma chamber some 4 km below the surface. The activity of the volcano became more centralized at the end of the basaltic period and its slopes became steeper. This corresponds to the development of a shallower and narrower central conduit in the edifice. The basaltic period was terminated by formation of a shield caldera related to the 4 km deep magma chamber. The term "shield caldera" is used for a collapse structure that is postmagmatic, large in comparison with the diameter of the volcano, and delimited by normal faults that do not show a close circular pattern but rather a series of arcs. In contrast, summit calderas are defined as smaller, circular-shaped, centrally situated, synmagmatic features, related to a central shallow column. During the basaltic period, landslides were generated on the flanks of the edifice as a result of slope stability factors which are not easy to determine at present, and dynamic factors among which the intrusion of magma along a curved zone certainly played a major role.

The trachytic period is characterized by comparatively rare pyroclastic deposits and a large volume of thick flows extruded from domes. These extrusions, as well as plugs, formed from vertical cylindrical columns of magma rising from shallow individual magma pockets fed by the main reservoir.

Introduction

According to the hot spot hypothesis, the Walvis Ridge is related to migration of the lithosphere above a mantle plume located in the Gough-Tristan da Cunha region, Fig. 1A (Morgan, 1972; Duncan, 1981). The origin of the Ridge is still controversial, however. The structure clearly consists of two morphological parts. East of Long 0, it is a continuous, linear,

wide topographic feature attached to the continental shelf. Gravimetric anomaly maps suggest that the eastern part of the Ridge is in isostatic equilibrium, with a root of compensating light material (Goslin and Sibuet, 1975). A model has been proposed in which the eastern Ridge is considered to be a continental fragment originally marginal to Africa (Van der Linden, 1980). The western portion does not deserve the name of the ridge at all since it

shows a group of scattered seamounts located along the fracture zones of the sea floor. Francheteau and Le Pichon (1972) noticed that offsets and scarps along the Walvis Ridge correspond with the transform direction. Kumar (1979) argued that the Ridge consists of a series of segments that were generated over the Mid-Atlantic Rift during successive periods of intensive volcanism and then migrated along the fracture zones.

The Gough Fracture Zone is marked by a lineament of three volcanic centres, Gough Island, McNish Seamount and R.S.A. Seamount (Fig. 1B). The bathymetric charts (Figs. 1B and 1C), drawn from data supplied by the South African Hydrographic Office, show that the Gough edifice is roughly circular with a major concavity on its south-western flank.

A summary of early geological work on Gough is given by Mitchell-Thomé (1970). The main contribution was by Le Maitre (1960) who mapped and described five volcanic phases: Lower basalt - Lower trachyte - Middle basalt - Upper trachyte - Upper basalt. Recent K/Ar dating (Le Roex, 1984) has shown that this stratigraphic interpretation must be modified. Ollier (1984) presented an improved geomorphological sketch map and contributed a valid critique. As a member of a geological field party that visited the island in October-November 1984, the author made structural observations that also necessitate a revision of existing geological opinion. This paper attempts to combine the new stratigraphic and structural data in a volcanological model of Gough volcano.

Volcanology

Petrological-stratigraphical studies and a morphological analysis of Gough Island show two distinct magmatic periods, basaltic and trachytic (Fig. 2A).

The basaltic volcano has been deeply eroded by radial valleys, producing a very jagged morphology. Four stages of development can be recognized within this basaltic period (Fig. 2C):

(1) The first stage was characterized by phreatomagmatic eruptions. The deposits are well exposed along the base of sea cliffs on the northeastern side of the island. They consist of surtseyan cones, thick hyaloclastite beds and pillow lavas, and interbedded beach boulders that occur at two levels. A maximum thickness of 70 m is attained at Long Beach.

(2) The overlying aerial volcanic sequence displays gently dipping massive lava flows (6-8 m thick) at its base; the flows gradually become thinner, steeper and more aa-like toward the top. An age of 1.0 Ma has been obtained on a basal flow of the succession in the Glen (Le Roex, 1984). The series is cut and fed by a dense system of radial dykes.

(3) The upper basaltic sequence of Mt Rowett is composed of horizontal flows that show a sharp unconformity with the underlying flows. Cross-cutting and feeder dykes stop right at the discordance (Fig. 2A-C). This indicates an important erosive period between the two series. No dykes were seen to cut through or feed the upper basaltic sequence, flows of which range in age from 0.5 to 0.6 Ma (Le Roex, 1984). The summit flows of Kern Crag, Middle Fell and Tavistock Crag have been speculatively attributed to the same volcanic phase as Mt Rowett, although they do not show an unconformity but only a clear steepening of slope.

(4) The basaltic stage terminated with formation of a caldera (see below). Petrographic observations have indicated that the lower basaltic unit displays a differentiation trend of picrite basalt, olivine-pyroxene basalt and trachybasalt, whereas the upper basaltic sequence ranges from picrite basalt to trachyandesite (Le Maitre, 1962; Le Roex, 1984).

Volcanic quiescence and extensive erosion ensued before eruption of the trachytic lavas. The trachytic unit extends in age from 0.47 to 0.12 Ma (Le Roex, 1984) and has a smooth morphology. All the depressions created during the previous erosive period were filled in. The trachytic unit is composed of very thick lava flows (up to 50 m) that issued from various

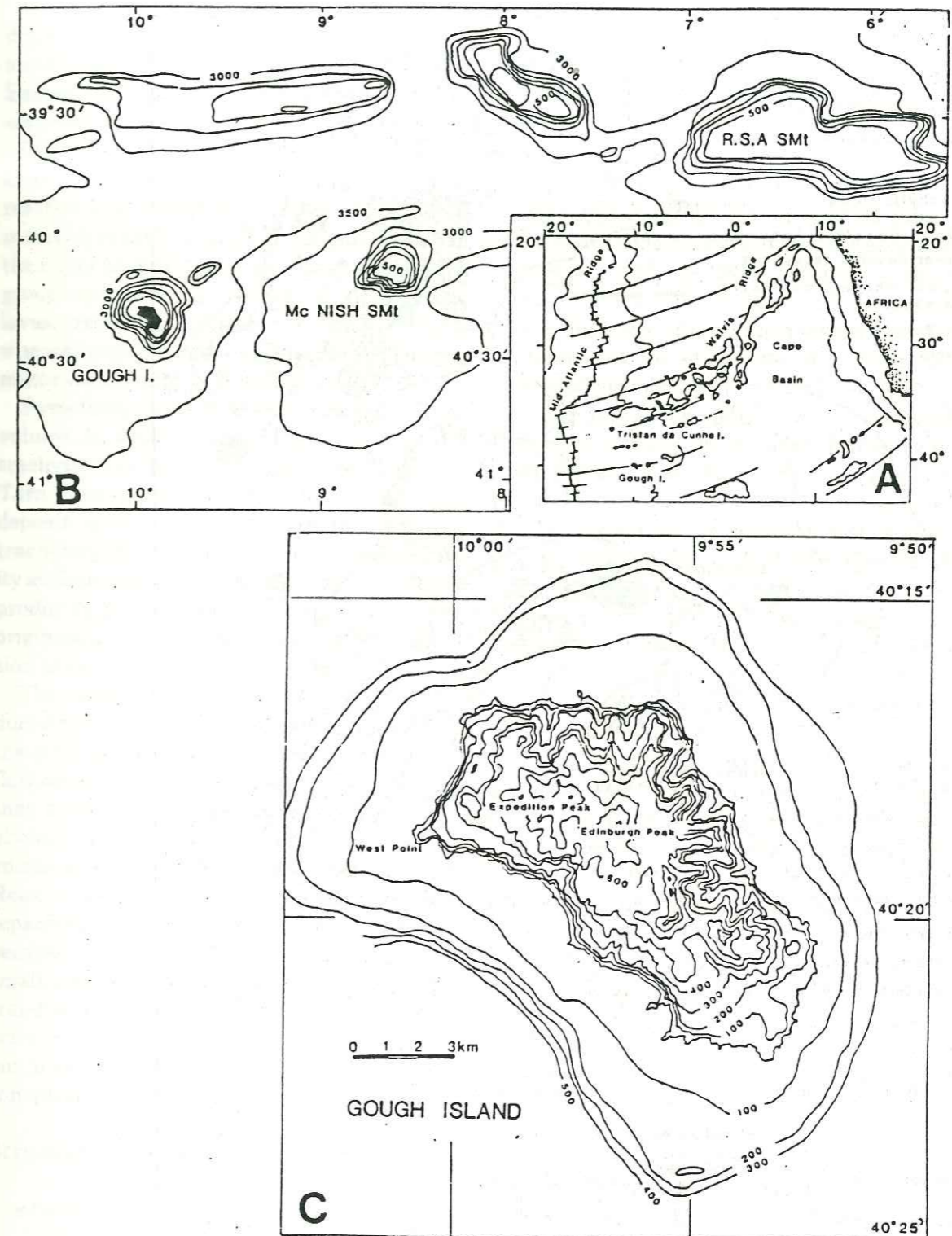


Fig. 1. Regional structure and environment of Gough Island. A. Structure of the South Atlantic ocean floor. B. Bathymetric chart of Gough fracture zone. C. Topography and bathymetry of Gough Island. Contours in meters.

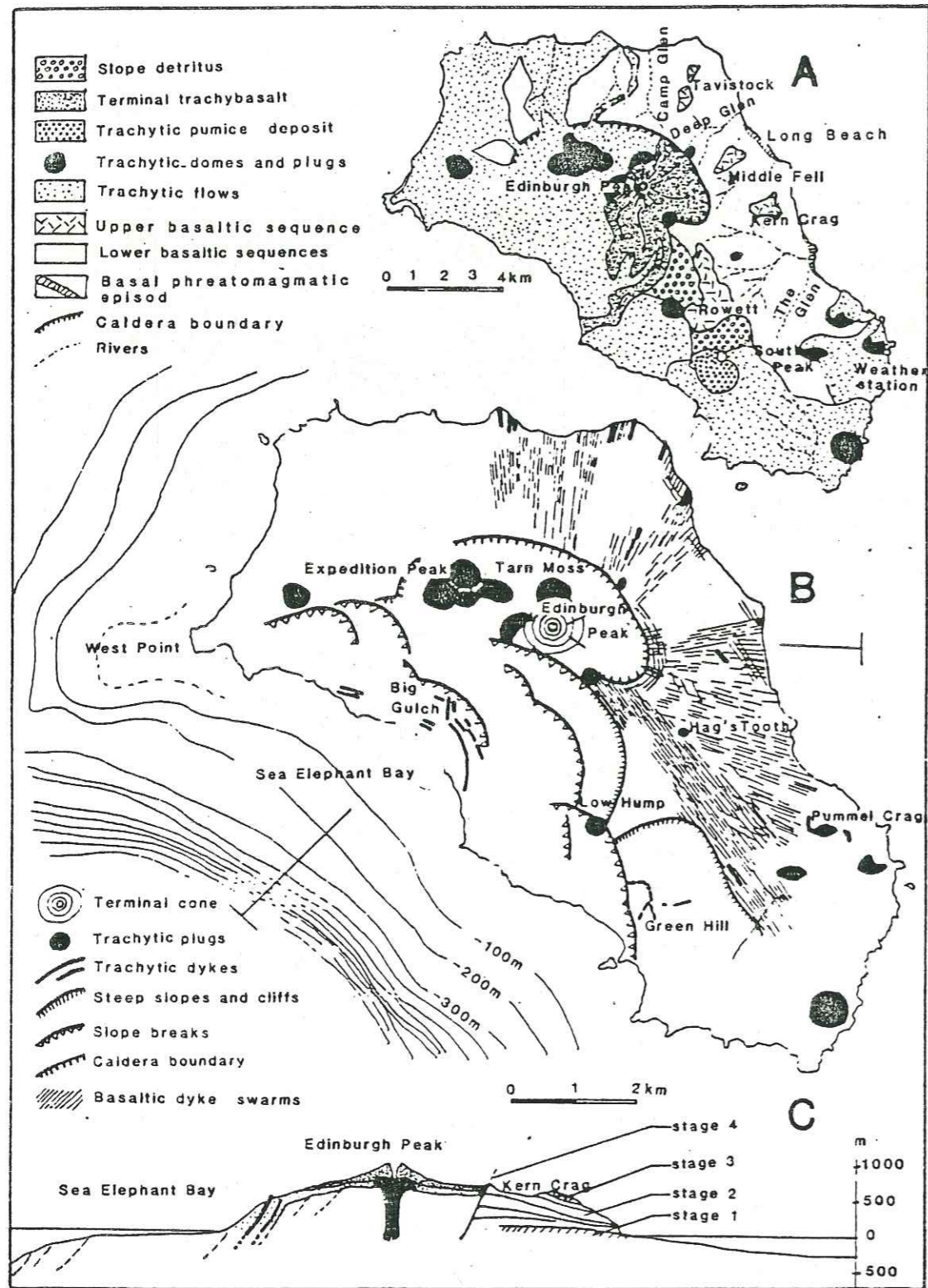


Fig. 2. A. Geological map of Gough Island modified after Le Maitre (1960) and Ollier (1984). B. Volcanostructural map. C. Profile of the volcanic edifice.

dome-shaped centres distributed over the edifice. However, most lava was extruded from the Expedition Peak area. Most of the flows can actually be seen to originate from flowdomes (Expedition Peak, Pummel Crag, South Peak, Low Hump). Some of these domes never reached the surface but formed round, sharp intrusive plugs like Hag's Tooth and the one in the upper part of Deep Glen. Two petrographic groups can be recognized within the trachytic lavas: trachyte *sensu stricto* is most abundant, whereas aegirine-augite trachyte is of relatively minor importance (Le Maitre, 1962).

Pyroclastic deposits occur on Gough but their volume is small compared with that of the trachytic lava flows. For example, on the rim of Tarn Moss plateau, a 5–10-m-thick pumice fall deposit is exposed underneath the youngest trachybasaltic flow of Edinburgh Peak. Activity at Green Hill started with an explosive phase producing pumice fall, was followed by a flow originating from a tholoid and ended with intrusion of radial dykes two metres thick.

The latest eruption on Gough volcano produced the terminal trachybasalt consisting of the strombolian cone of Edinburgh Peak and a flow covering Tarn Moss plateau. A lava tongue that extends seaward still shows fresh morphological features (channel and levees). This volcanic event has been dated at 0.13 Ma (Le Roex, 1984). Because no major erosive period separates this eruption from the trachyte, because the amount of magma extruded is quite small, and because the magma rose in the central conduit of the edifice (Fig. 2A,B), this activity is not considered a new building stage but merely the last trachybasaltic activity that concluded the trachytic phase.

Structural analysis

The basaltic volcano

The basaltic series was fed and intruded by a dense radial dyke system converging toward the centre of the edifice where Edinburgh Peak

eventually became the site of the final eruption. A N125° parallel dyke swarm is a prominent component of this system (Fig. 2B). It is a 1-km-wide zone in which the dyke/country rock ratio averages 40%. The dykes range from 0.5 to 2 m in width, stand vertically in the middle of the zone but dip 80° outward on both sides. The intrusive zone narrows toward the centre of the volcano, and the dyke density increases to nearly 100%. This N125° trend corresponds to the direction of elongation of the island, and dykes with the same orientation occur north-east of the main intrusive zone.

The rest of the radial system is composed of swarms in which the density of intrusions averages 20%. Quite often the dykes show an enechelon pattern in vertical and horizontal section, suggesting the importance of lateral displacements on the flanks of the edifice. Selective erosion took place principally along radial dykes leaving deep radial valleys on the northern and eastern side of the island (Fig. 1C).

The prominent topographic ridge between Expedition Peak and West Point cannot be ascribed merely to accumulation of trachytic lava but it was not investigated in 1984 owing to bad weather. Outcrops of basaltic flows at the base of the western coastal escarpment support the idea of a basaltic substratum, elongated in a N80° direction. The ridge continues below sea level beyond West Point (Figs. 1B and C).

The geological evolution of the basaltic edifice is mainly revealed in the cliffs of the radial valleys (Fig. 2C). Of the four constructional stages previously described only stages 2, 3 and 4 are of geomorphological importance, because the submarine stage 1 is exposed only in coastal cliffs. At the beginning of stage 2 the volcano had a low profile (5°), but its detailed shape is hidden by younger rocks. At the end of stage 2 the outer slope of the edifice became steeper (15°) and clearly diverged from the previous geometric centre located over Tarn Moss. The shape of the volcano was circular in many aa flows were erupted. During stage 3 the dip of

the slope increased to 22° . The horizontal and discordant Rowett basalts are attributed to the last stage of construction, with a period of erosion and tectonism between stages 2 and 3. Sills (but no dykes) cut through the flows of stage 3. This suggests that the supply channel of the volcano was central and did not feed magma into radial rift zones. Thus the edifice during stage 3 was probably a steeply sloped central cone fed by terminal eruptions.

During stage 4 of the basaltic period, a caldera formed. Its area corresponds to the Tarn Moss plateau which shows a morphology typical of infilling (Fig. 2). No vertical offset along the caldera margin could be found but, on its northern and eastern border, the contact between the infilling trachytic lava and the basaltic series is exposed in many places (The Glen, Wild Glen, Deep Glen, Camp Glen). In addition, all along the rim the basaltic flows are fractured, tilted, and intruded by a few concentric dykes (Fig. 2B). The western boundary of the caldera is covered by trachytic flows. The western end of the plateau probably marks the limit of this collapse structure. Its elongated shape is determined by the curved structural feature formed by the $N125^\circ$ intrusive zone and the $N80^\circ$ ridge through Expedition Peak.

The southwestern part of the island is covered with trachytic flows. A profile shows the strong asymmetry of the volcanic edifice, particularly beneath the trachyte cover (Fig. 2C). The caldera was open to the sea. All the trachytic flows ponded against the east and north rim of the caldera and escaped toward the southwest. Several arcuate slope breaks suggest mass movements that affected the basaltic substratum. This general arcuate morphology is also present under water (Figs. 1B and C) and can not be ascribed to cataclysmic explosive activity during the trachytic period, since abundant pyroclastic activity does not characterize the volcano. Figures 1B and 2B show clearly that these arcuate features lasted throughout the major growth of the volcano. I interpret them as the result of huge landslides under the influ-

ence of gravity. Such local structural features have now been recognized or described on many basaltic volcanoes, e.g., Kilauea (Duffield, 1975; Swanson et al., 1976), Mauna Loa (Lipman, 1980), Piton de la Fournaise (Kieffer et al., 1977; Chevallier and Bachelery, 1981), Etna (Kieffer, 1983; Guest et al., 1984), Marion (Verwoerd, 1971; Chevallier, 1986) and Tenerife (Fuster et al., 1968). Like these edifices, Gough volcano also shows a relation between the landslides and a curve-shaped intrusive zone (the $N125^\circ$ dyke swarm and $N80^\circ$ morphological ridge, Fig. 2B).

The trachytic period and the terminal trachybasaltic eruption

The plugs and domes are mainly concentrated along the $N125^\circ$ - $N80^\circ$ trend, and the greatest volume of lava was extruded inside the caldera from Edinburgh Peak and Expedition Peak (Fig. 2A and B). These plugs and endogenous domes display "onion" structure, indicating that they were formed by pushing up of cylindrical masses of viscous magma (Fig. 3). Their roots are vertical and no disturbance of the surrounding rocks has been observed.

The trachytic dykes are thicker than the basaltic ones (> 3 m) but far less numerous. They intruded the volcano along the pre-existing radial fracture system. On the southwest flank of the edifice (Big Gulch), long thick dykes (10 m) were intruded along curved planes with seaward dips following the landslide geometry (Fig. 2B and C). A question arises whether these dykes were surface-fed or intruded from below. Surface-fed dykes have been described along the Hilina fault zone on the Kilauea volcano (Easton and Lockwood, 1983). The principal field evidence in favour of surface-fed origin for them is that they can be traced to surface flows. The dykes on Kilauea are very narrow (0.2 to 2 m), short, irregular, they pinch downward, and consist of flow-like devolatilized magma. The dykes of Big Gulch on Gough show quite different characteristics (except that volatile analyses

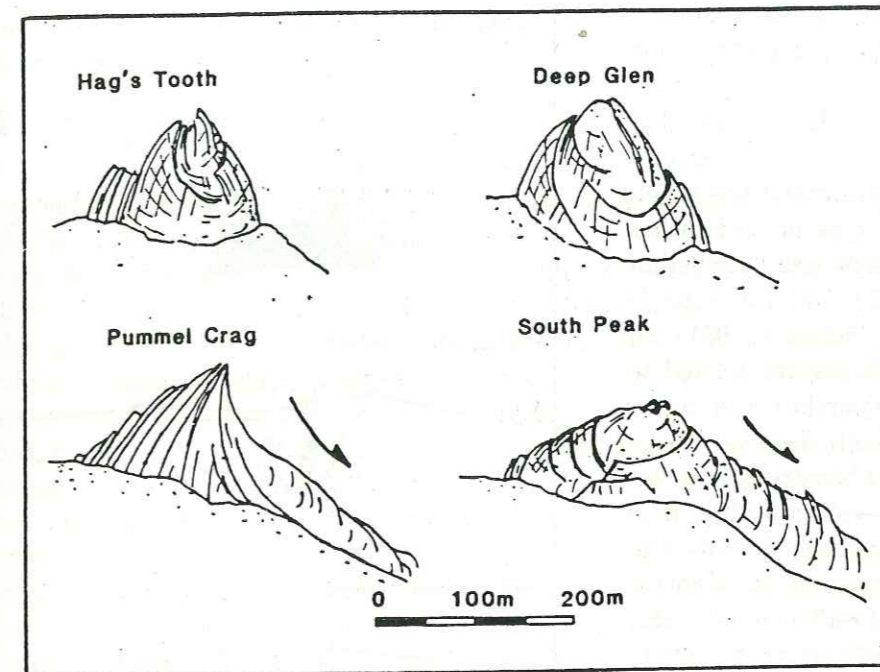


Fig. 3. Trachytic plugs and flow-domes on Gough Island.

have not been done). They are thick, long, deeply rooted, regular dykes, quite comparable to other radial feeders. This leads us to conclude that these large intrusive bodies were emplaced by a similar hydraulic fracturing process and therefore fed from below by pressurized magma, making its way along tensile planes caused by the sliding movement. Low Hump is a plug that was probably emplaced along one of these slide planes. Eruptive activity at Green Hill started with explosions yielding pyroclastites and ended with flows and dykes. These dykes show a very peculiar radial pattern with curved trajectories (Fig. 2B). No satisfactory mechanical explanation for these trajectories can be offered, but the superposition of magmatic pressure from a small hypovolcanic reservoir on the field of gravitational stresses that created the downslope movements probably influenced the geometry of the Green Hill intrusions.

The strombolian cone of Edinburgh Peak is located exactly at the convergence of the radial system and is itself intruded by two radial dykes. This last trachybasaltic volcanic activity was a

typical terminal eruption, i.e., it occurred above the central magmatic column at the top of the volcano.

Discussion: origin of structures

The basaltic period

The Gough basaltic edifice has a caldera as well as evidence for landslides on one flank. These two structures have different origins (the first is connected with deep magmatic bodies, the second with superficial instability of the edifice), but both are functions of the mechanical properties and the geometry of the volcano and of various triggering factors:

(1) Mechanical properties and geometry: the friction coefficient is certainly the most important physical property, but others are the angles of slope, the density of the rocks, the distribution of gravitational stresses depending on the shape of the volcanic edifice and the buttressing effect of an adjacent volcano, if present.

(2) Triggering factors: these are probably the

forceful injection of magma along a curved intrusive zone, magmatic pressure depending on the depth of the magma chamber, and regional tectonic movements.

The Gough caldera is quite big compared to the size of the whole edifice, has a noncircular shape, and its formation terminates the basaltic magmatic period. This type of caldera has been described on Piton de Neiges (Chevallier and Vatin Perignon, 1982) and Piton de la Fournaise (Chevallier and Bachelery, 1981), on Reunion Island. Such calderas are related to deep outward-dipping ring dykes and result from decrease of pressure in deep and wide magma chambers. All these basaltic shield volcanoes have two stages of evolution (Fig. 4A): (a) A constructional stage with doming and distension of the shield due to the dense intrusive system (rift zone and radial dykes); this stage can last a few hundred thousand years to more than one million years; and (b) A destructional stage marked by the collapse of the edifice and the formation of a caldera.

It can be shown that strain relaxation due to a decrease or termination of magmatic activity is sufficient to create a caldera without requiring withdrawal of magma from the chamber or voluminous explosive activity. Strain relaxation may have two origins: (1) the magma overpressure created by gas expansion no longer equals the lithostatic pressure; and (2) cooling of the magma causes thermal contraction of the surrounding rocks and shrinking of the chamber itself. Preliminary mechanical studies at the University of Stellenbosch (numerical modelling of the mechanical behaviour of volcanoes by the finite element method) show a computed surface deflation of a few meters when the magmatic overpressure is zero and only the hydrostatic pressure of the magma acts on the medium. This deformation is amplified to several meters if temperature is also taken into consideration. Assuming a cooling interval of 200°C and a volumetric expansion coefficient of $5 \times 10^{-6}/^{\circ}\text{C}$ for basalt (Clark, 1966), a volcanic cone of 60 km diameter and 4 km height

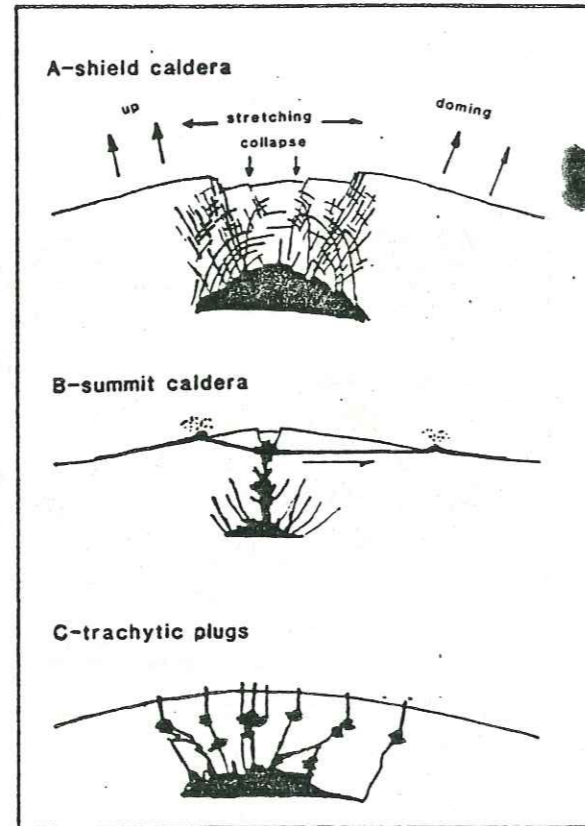


Fig. 4. Interpretation of Gough volcanic structures. A. The basaltic shield caldera resulting from general doming and stretching of the shield over a long period of volcanic activity (1 m.y.), followed by a decrease of pressure in the main magma chamber. Such shield calderas are different from summit calderas (B) that result from drainage of magma from an upper chamber to a rift zone. A summit caldera has not been observed on Gough. C. Trachytic plugs with vertical and cylindrical structure resulting from "point" pressure of single, small, shallow reservoirs.

will undergo a contraction of 1.6 km^3 by rough linear extrapolation, which corresponds approximately to the volume of the Gough caldera. This estimate does not take into account non-linear distribution of temperature inside the edifice or the shrinking of the magma chamber.

The type of caldera described above is quite different from the Hawaiian type (Macdonald, 1972, p. 308), such as on Mauna Loa, Kilauea and Karthala on the Comores (Strong and Jacquot, 1971), which are circular block-collapses at the summit of large basaltic shield volcanoes

that result from drainage of magma into rift zones with or without flank eruptions (Fig. 4b). The Hawaiian type is contemporaneous with activity, situated in a terminal position and connected with relatively shallow magma chambers. They can be called "summit calderas" in contrast with the first-mentioned type called "shield calderas". Both types are present on Piton de la Fournaise, Reunion Island (Chevallier and Bachelery, 1981).

The depth of the magma chamber below the Gough shield caldera is difficult to estimate without geophysical data. The relations between size and shape of calderas and size and depth of magma bodies, as far as they are known, have been documented recently (Ryan et al., 1983; Sanders, 1984). It seems that a ratio of caldera diameter to depth of magma body of 1.0 is a good approximation. For Gough volcano this would give a magma reservoir approximately 4 km below the surface. Because of the covering trachytic flows, there is no proof of a summit caldera on Gough. Nevertheless, construction of a central cone and feeding system during the last stage of growth of the basaltic edifice (stage 3) would indicate an upper magma conduit in the volcano and hence a summit caldera.

The curved shape of Gough volcano and the associated dense intrusive system certainly played a role in the creation of landslides on its flanks. These slumps could be the result of forceful emplacement of dykes along an arcuate rift zone as shown on Kilauea (Swanson et al., 1976). The steepened slopes at the end of the basaltic period might have increased chances for block slumping by decreasing the friction coefficient. The absence of a buttressing edifice for Gough volcano shows that a sloped substratum is not an essential factor in volcanic landslide processes but rather that the direction of intrusive forces plays the major role. The observation, outside the landslide area, of en echelon dykes in horizontal plan as well as in vertical section demonstrates the general instability of the volcanic edifice during its activity.

Unfortunately, many physical factors still

have to be estimated: the values of friction coefficients, the sizes and shapes of magma chambers, the magnitude of magmatic pressure and of regional stresses. Evaluation of these factors constitutes a next step in the structural and mechanical study of volcanoes.

The trachytic period

Plug-domes and a few dykes are the two structural elements of trachytic volcanism on Gough. The plugs (300–500 m wide) are of special interest because of their mode of emplacement, which cannot be explained by propagation of radial dykes from a single magma chamber. Each plug acted as a central conduit occupied by a vertical cylindrical mass. It is concluded that they represent magma columns above small, shallow, individual reservoirs (Fig. 4C). The radial pattern of the Green Hill dykes agrees well with a stress field created by such a small shallow chamber.

On the other hand, the radial trachytic dykes cutting through the Gough edifice certainly originated from a more central and deeper chamber.

Baker (1969) came to a similar conclusion about Saint Helena, another volcano of the South Atlantic. He described strongly curved trachyte sheets originating at "point" pressure sources just 500 m below the surface, as well as trachytic intrusions derived from a magma chamber about 2 km deep.

Conclusion: volcano-structural evolution

A model of the structural evolution of Gough volcano is proposed in Fig. 5. The stage of emergence (stage 1) with its hyaloclastites, surtseyan cones, pillow lavas and raised beaches, is not well enough documented to allow a morpho-structural reconstruction. The first subaerial edifice (stage 2) had a low profile. Probably the shape of this primitive sub-aerial volcano was arcuate and elongate following the two major structural directions of the basaltic

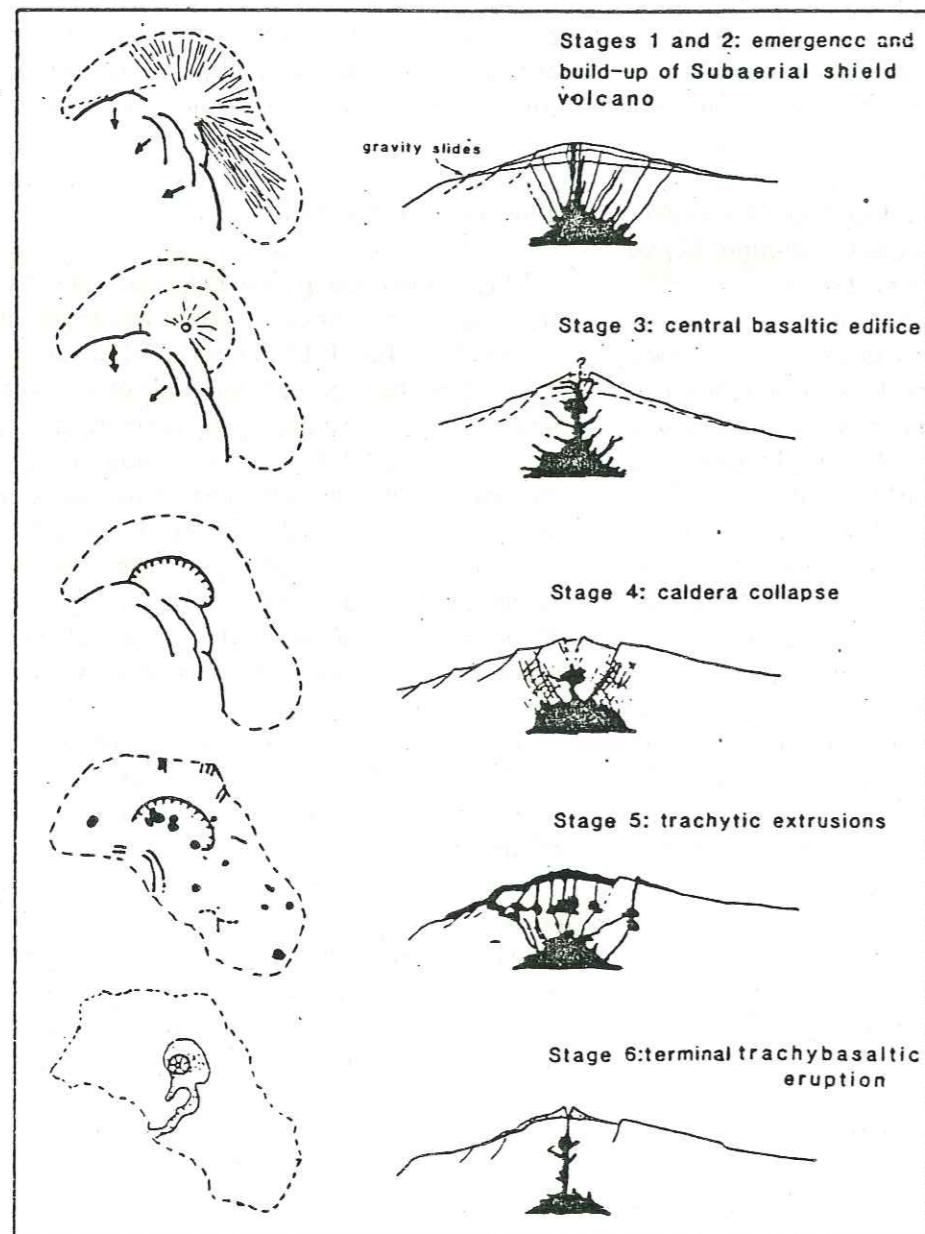


Fig. 5. Morphostructural evolution of Gough volcano. See text for explanation.

shield, N125° and N80°, and conforming to the shape of the submarine part of the edifice. The first structure is confidently interpreted as a volcanic rift zone, but the second is more speculative. Landslides probably developed at this stage on the southwest flank of the edifice as a result of the forceful emplacement of dykes along the arcuate rift zone. At the end of stage 2, a rounded edifice had been built at the junc-

tion between the two rifts. Its slopes were steeper than before, and a radial intrusive system, fed by a magma chamber located km below the surface, was well developed. A period of volcanic quiescence and erosion followed. In stage 3, the feeding system changed. Magma came to the surface by a central conduit, building a terminal cone. A shallower and smaller magma chamber was formed, but the existence

of a summit caldera can not be proven. In stage 4, the basaltic period was terminated by large-scale collapse to form a shield caldera as a result of relaxation of strain after the updoming and stretching of the edifice during the previous million years. Only a few dykes formed along the rim of the caldera. The structure is open to the sea as a result of huge landslides on the southwest flanks.

After a period of quiescence during which erosion dug deep radial valleys, volcanic activity resumed with eruption of trachytic lava (stage 5). The magma, derived from basalt by fractional crystallisation in the main chamber (Le Maitre, 1962; Le Roex, 1984), was partly intruded along the pre-existing radial fracture system but principally migrated to a multitude of small, shallow magma reservoirs. Some of these fed a thick flow or a plug. The greatest volume of lava and pyroclastites was extruded inside the caldera through at least four large eruptive vents. The landslide tectonics on the southwest flank remained active and included emplacement of thick, arcuate, seaward-dipping dykes along some slide planes. During stage 6, trachybasaltic volcanism recurred in a single terminal eruption on top of the central magmatic column.

Similar stages of evolution may characterize many intraplate volcanoes with a life longer than 1 million years, e.g., Piton des Neiges on Reunion Island (Chevallier and Vatin Perignon, 1982), Mauritius Island (Perroud, 1982), Tenerife (Fuster et al., 1968). Variations are observed, however, as on Piton des Neiges, where a differentiated period is characterized by a hawaiite-benmoreite-trachyte suite and by formation of a cone-sheet caldera combined with voluminous pyroclastic deposits. On Tenerife and Mauritius, minor trachytic episodes occurred within the basaltic series. All these alkaline volcanic edifices are located on oceanic fracture zones. A relationship seems to exist between transform faults, alkaline magmatism, and the evolution of oceanic intraplate volcanoes.

Acknowledgements

This research was supported by the Department of Transport of the Republic of South Africa on a SASCAR programme under the aegis of the CSIR. I wish to express my thanks to W.J. Verwoerd, Project Leader, and to J. Maund and M. Watkeys for constructive discussions in the field. I gratefully acknowledge the Island Council of Tristan da Cunha for their sanctioning of research on Gough Island.

References

- Baker, I., 1969. Small-scale arcuate intrusions on Saint Helena, South Atlantic. *Bull. Volcanol.*, 38: 369-397.
- Chevallier, L., 1986. Tectonics of Marion and Prince Edward volcanoes (Indian Ocean): result of regional control and edifice dynamics. *Tectonophysics*, 124: 155-175.
- Chevallier, L. and Bachelery, P., 1981. Evolution structurale du volcan actif du Piton de la Fournaise, Ile de la Réunion, Océan Indien Occidental. *Bull. Volcanol.*, 44: 723-741.
- Chevallier, L. and Vatin Perignon, N., 1982. Volcano-structural evolution of Piton des Neiges, Reunion Island, Indian Ocean. *Bull. Volcanol.*, 45: 285-298.
- Clark Jr., S.P., 1966. Handbook of physical constants. *Geol. Soc. Am., Mem.* 97, 587 pp.
- Duffield, W.A., 1975. Structure and origin of the Koaie fault system, Kilauea volcano, Hawaii. *U.S. Geol. Surv., Prof. Pap.* 856, 12 pp.
- Duncan, R.A., 1981. Hotspots in the Southern Oceans. An absolute frame of reference for motion of the Gondwana continents. *Tectonophysics*, 74: 29-42.
- Easton, R.M. and Lockwood, J.P., 1983. Surface-fed dikes - The origin of some unusual dikes along the Hilina fault zone, Kilauea volcano, Hawaii. *Bull. Volcanol.*, 46: 45-54.
- Francheteau, J. and Le Pichon, X., 1972. Marginal fracture zones as structural framework of continental margins in the South Atlantic Ocean. *Bull. Am. Assoc. Pet. Geol.*, 56: 991-1007.
- Fuster, J.M., Arana, V., Brandle, J.L., Navarro, M., Alonso, H. and Aparicio, A., 1968. Geology and volcanology of the Canary Islands; Tenerife. I.A.V. meeting, Tenerife 1968. Institut "Lucas Mallada", Madrid.
- Goslin, J. and Sibuet, J.C., 1975. Geophysical study of the easternmost Walvis Ridge, South Atlantic: Deep structure. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86: 1713-1724.
- Guest, J.E., Chester, D.K. and Duncan, A.M., 1984. The Valle Del Bove, Mount Etna: its origin and relation to the stratigraphy and structure of the volcano. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 21: 1-23.
- Kieffer, G., 1983. L'évolution structurale de l'Etna (Sicile)

et les modalités du contrôle tectonique et volcano tectonique de son activité. *Faits et hypothèse après les éruptions de 1978 et 1979. Rev. Geol. Dyn. Geogr. Phys.*, 24: 129-152.

Kieffer, G., Tricot, B. and Vincent, P.M., 1977. Une éruption inhabituelle (Avril 1977) du Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion): ses enseignements volcanologiques et structuraux. *C.R. Acad. Sci. Paris, Sér. D*, 285: 957-960.

Kumar, N., 1979. Origin of "paired" aseismic rises: Ceara and Sierra Rises in the equatorial, and the Rio Grande Rise and Walvis Ridge in the South Atlantic. *Mar. Geol.*, 30: 175-191.

Le Maitre, R.W., 1960. The Geology of Gough Island, South Atlantic. *Overseas Geol. Miner. Resourc.*, 7: 371-380.

Le Maitre, R.W., 1962. Petrology of volcanic rocks, Gough Island, South Atlantic. *Geol. Soc. Am., Bull.* 73: 1309-1340.

Le Roex, A.P., 1984. Geochemistry, mineralogy and magmatic evolution of the basaltic and trachytic lavas from Gough Island, South Atlantic. *J. Petrol.*, 26: 149-186.

Lipman, P.M., 1980. The southwest rift zone of Mauna Loa: implications for structural evolution of Hawaiian volcanoes. *Am. J. Sci.*, 280A: 752-776.

Macdonald, G.A., 1972. *Volcanoes*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ, 510 pp.

Mitchell-Thomé, R.G., 1970. *Geology of the South Atlantic Islands*. Gebrüder Borntraeger, Berlin, 367 pp.

Morgan, W.J., 1972. Plate motions and deep mantle convection. *Geol. Soc. Am., Mem.*, 132: 1-7.

Ollier, C.D., 1984. Geomorphology of South Atlantic volcanic islands, part II: Gough island. *Z. Geomorphol.*, 28: 393-404.

Perroud, B., 1982. Etude volcano-structurale des îles Maurice et Rodrigue (Océan Indien occidental) origine du volcanisme. Thèse de Spécialité, Université de Grenoble I, France, 210 pp.

Ryan, M.P., Blevins, J.Y.K., Okamura, A.T. and Koyanagi, R.Y., 1983. Magma reservoir subsidence mechanics: theoretical summary and application to Kilauea volcano. *Hawaii. J. Geophys. Res.*, 88: 4147-4181.

Sanders, C.O., 1984. Location and configuration of magma bodies beneath Long Valley, California, determined from anomalous earthquake signals. *J. Geophys. Res.*, 89: 8287-8302.

Strong, D.F. and Jacquot, C., 1971. The Karthala caldera, Grande Comore. *Bull. Volcanol.*, 44: 661-680.

Swanson, D.A., Duffield, W.A. and Fiske, R.S., 1976. Displacement of the South flank of Kilauea volcano: the result of forceful intrusion of magma into the rift zones. *U.S. Geol. Surv., Prof. Pap.*, 963: 1-139.

Van der Linden, W.J.M., 1980. Walvis Ridge, a piece of Africa? *Geology*, 8: 417-421.

Verwoerd, W.J., 1971. "Geology" and map. In: R.A. Dyer, E.M. Van Zinderen Bakker and J.M. Winterbottom (Editors), *Marion and Prince Edward Islands*. A.A. Balkema, Cape Town, p. 40-62.

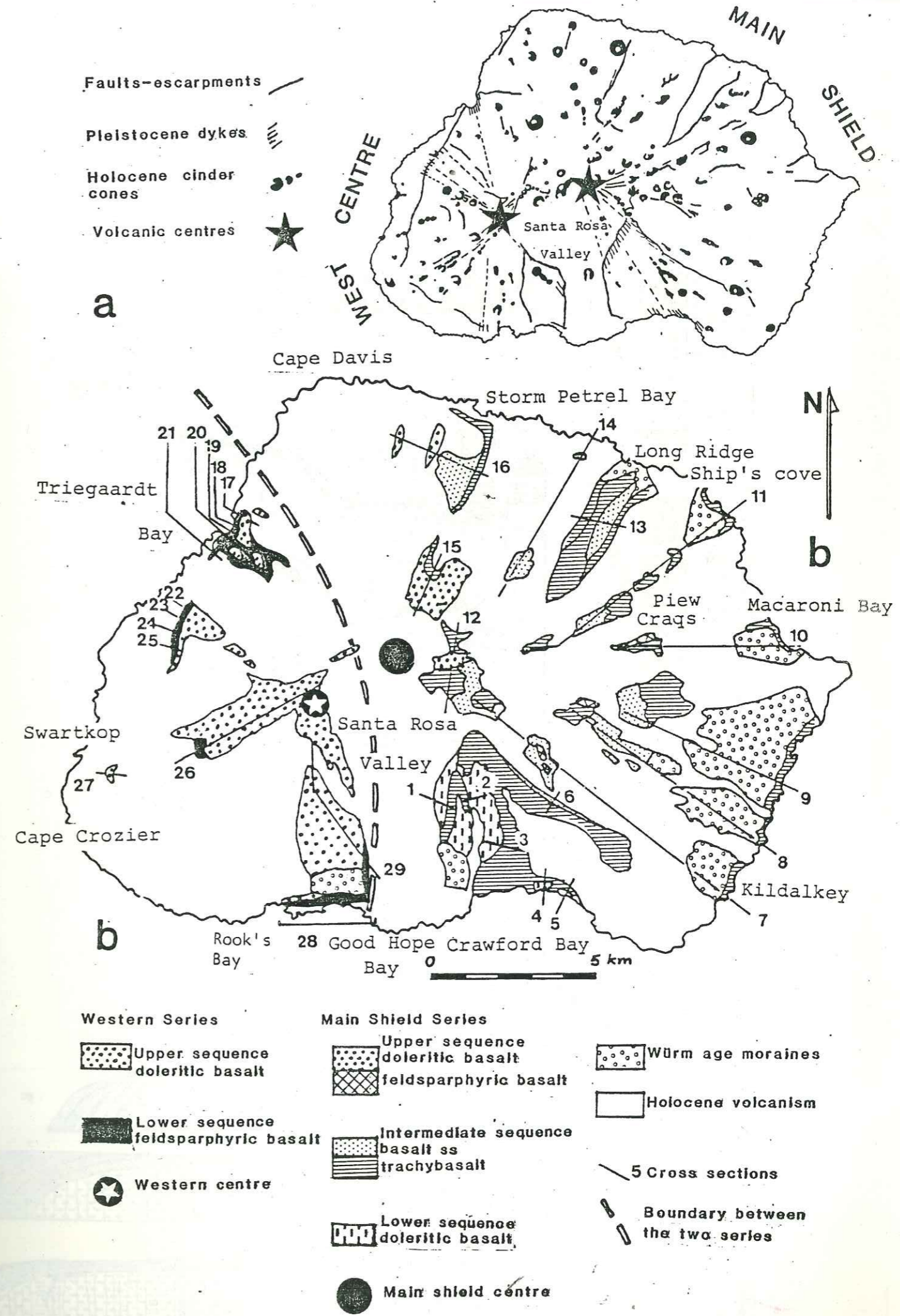
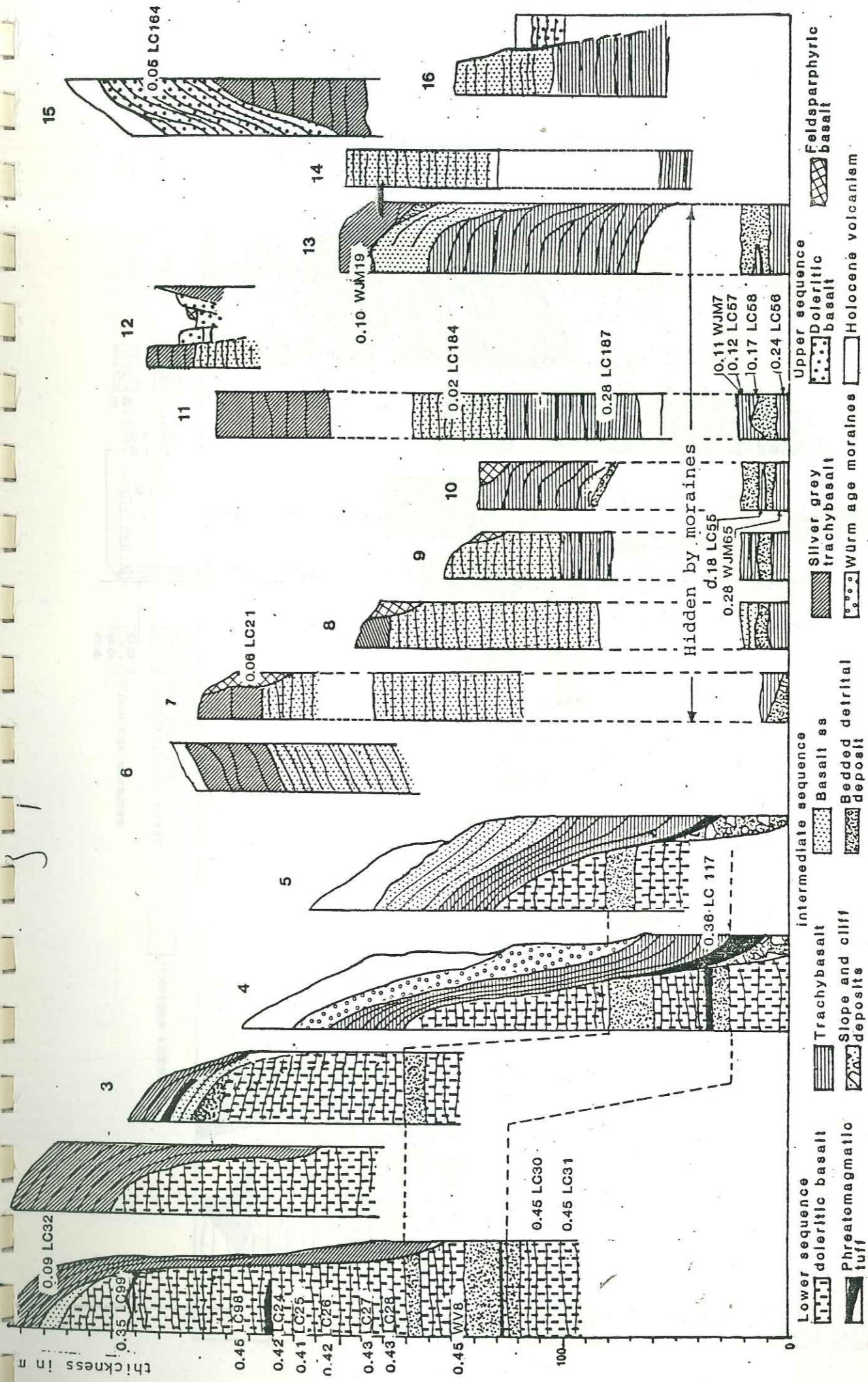
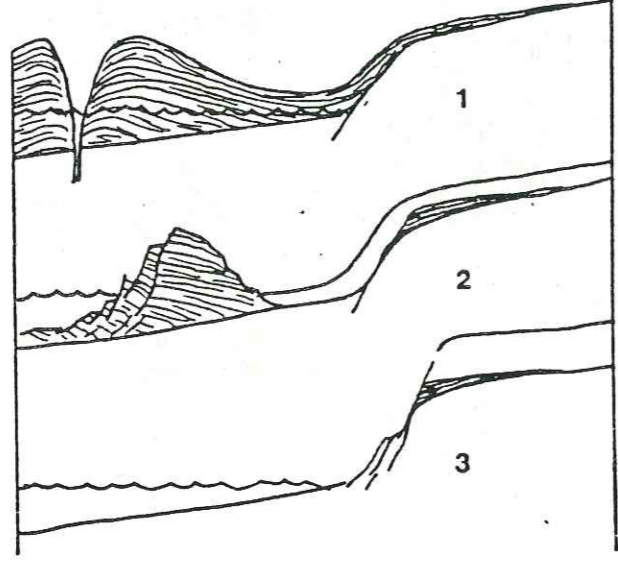


Fig 2

Fig 3



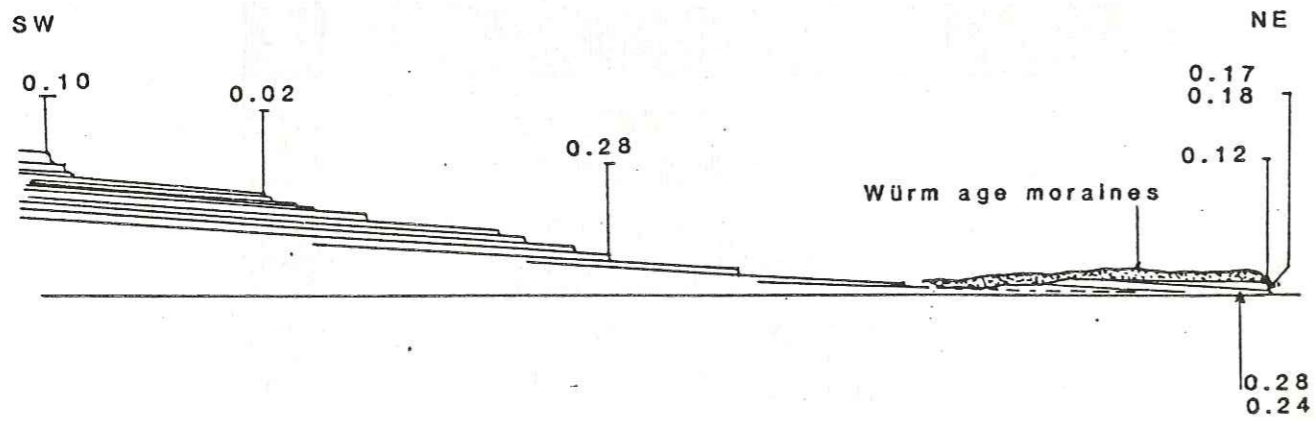


Fig 5

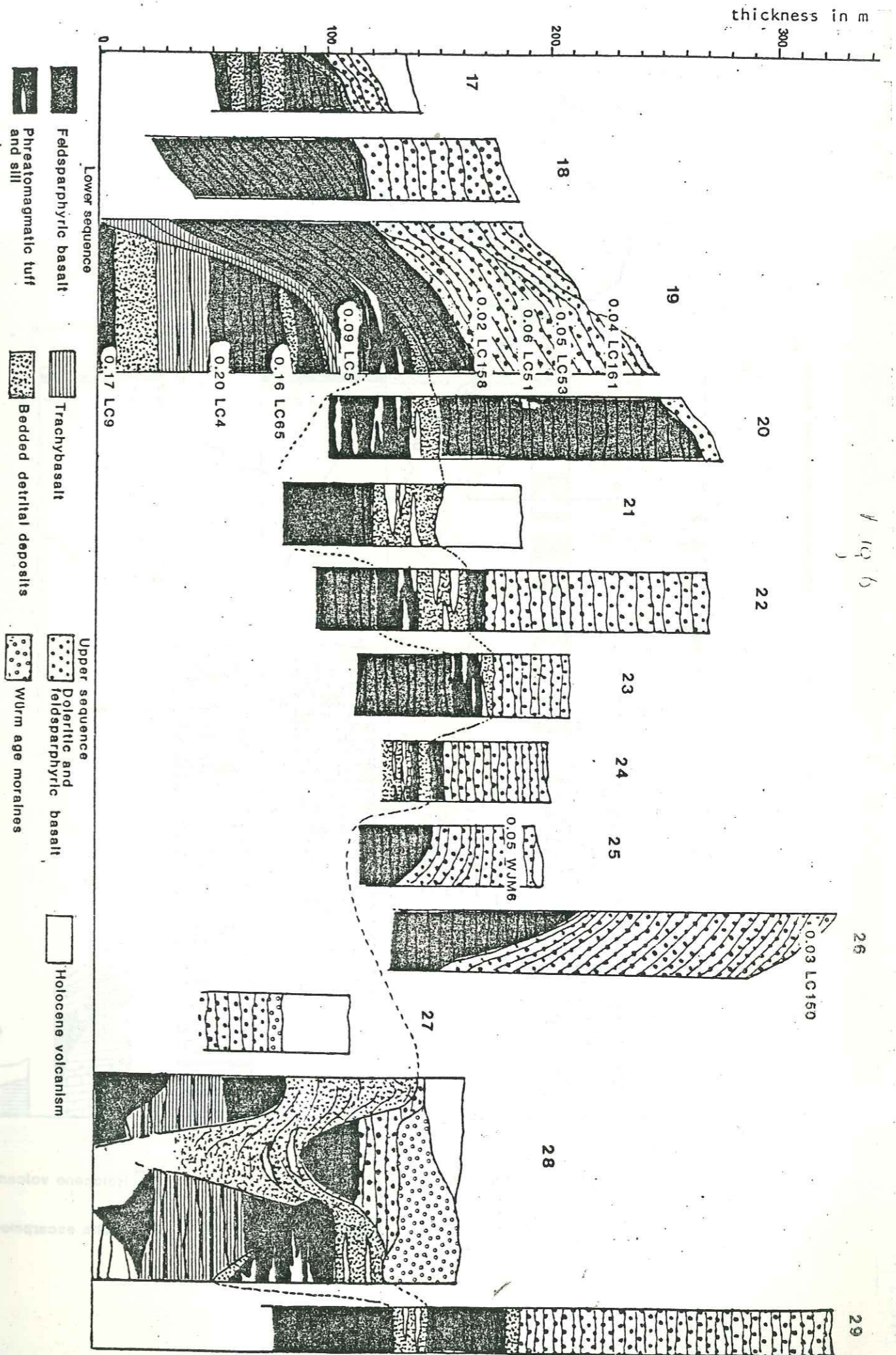


Fig 6

26

29

Fig 7

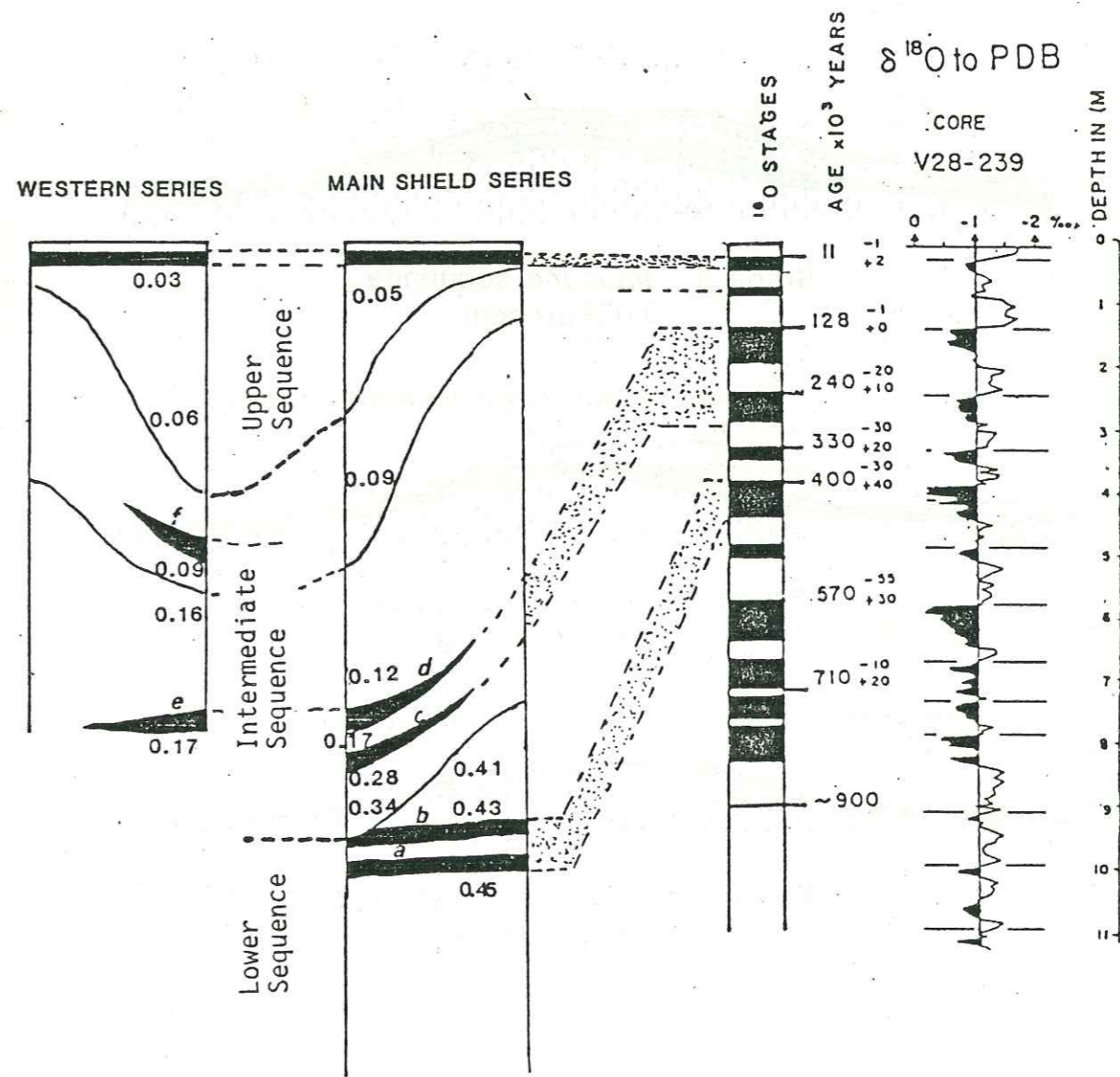
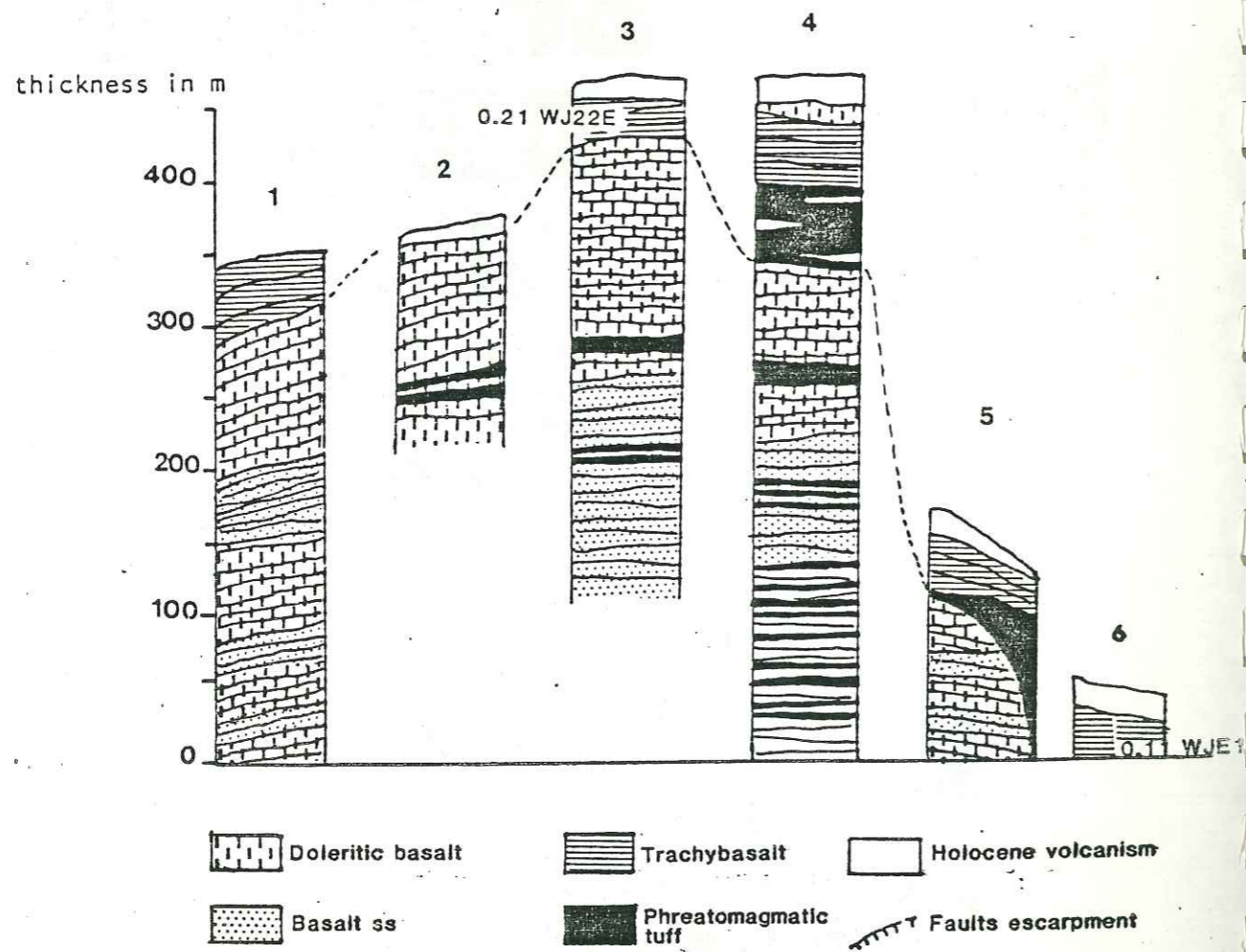
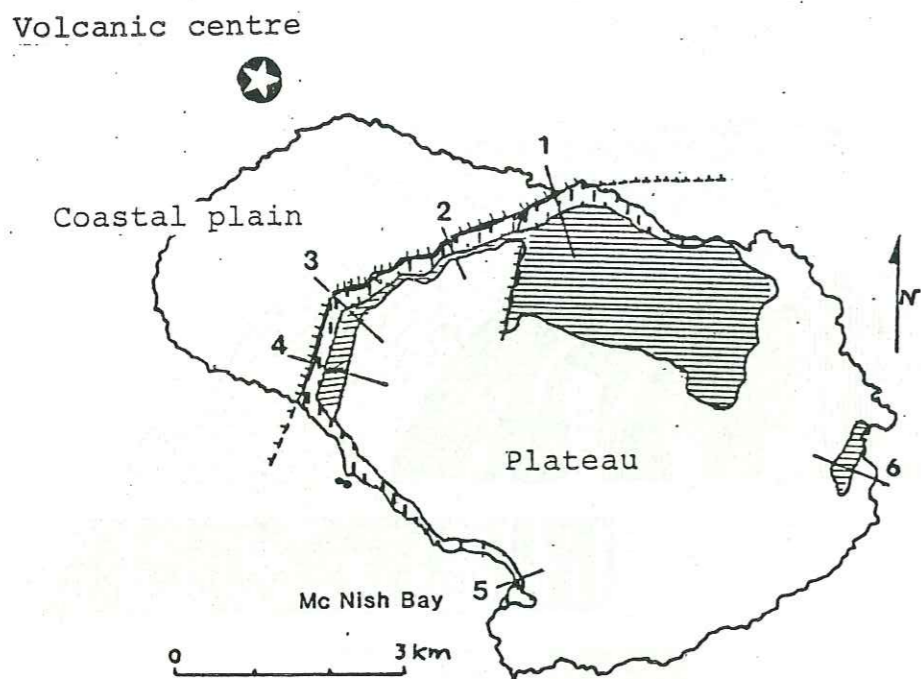


Fig 8

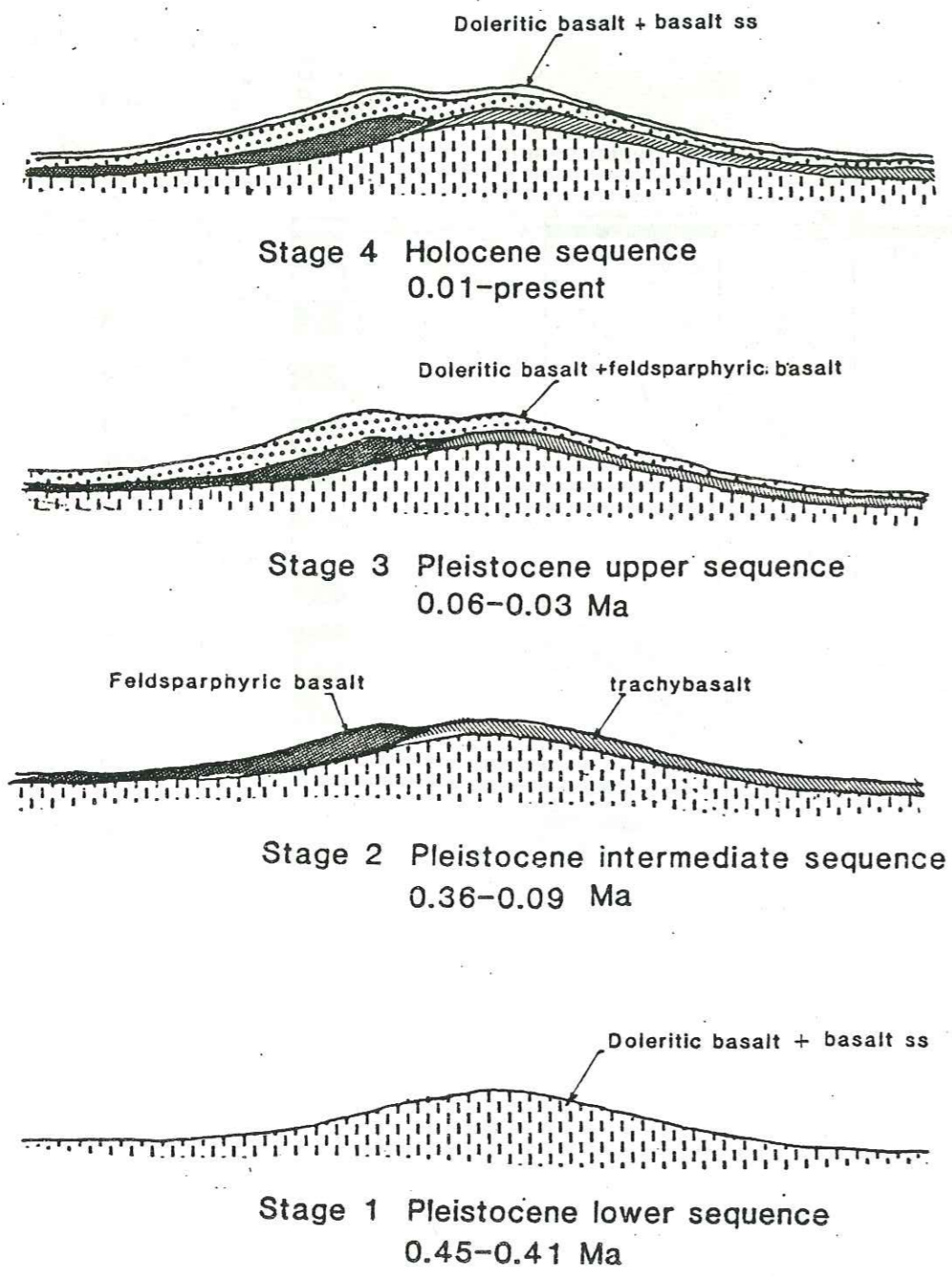


Fig 9

TABLE I

Field No.	Lab. No.	K%	*Ar ⁴⁰ /K ⁴⁰ X10 ⁻⁶	Atm Ar ⁴⁰ %	Calculated Age (Ma)	Locality
WJM41	GA2102	1.144, 1.152	-	100	<0.02	Holocene flow, Marion Base
WJM5	GA2096	1.342, 1.352	0.966 1.038	98.3 98.2	0.02 ± 0.01 0.02 ± 0.01	Holocene flow West coast of Marion
WJM6	GA2097	0.901, 0.905	2.81	98.0	0.05 ± 0.02	Pleistocene flow, Marion Eastern series, west cliff
WJM7	GA2098	1.309, 1.314	6.14	96.0	0.11 ± 0.02	Pleistocene flow, Marion Main shield series, skua
Ridge						
WJM19	GA2100	1.263, 1.279	5.61 6.44	90.9 85.1	0.10 ± 0.01 0.11 ± 0.01	Pleistocene flow, Marion Main shield series, Long
Ridge						
WJM65	GA2103	1.520, 1.535	14.8 18.0 15.6	77.8 72.9 79.0	0.25 ± 0.03 0.31 ± 0.03 0.27 ± 0.03	Pleistocene flow, Marion Marion Shield series Macaroni Bay
WJE14	GA2105	1.242, 1.245	0.788	98.3	0.01 ± 0.01	Holocene flow, Prince Edward Cave Bay
WJE12	GA2104	1.369, 1.391	6.48	74.5	0.11 ± 0.01	Pleistocene flow, Prince Edward Cave Bay
WJ22E	GA2157	0.837, 0.838	12.55	85.4	0.21 ± 0.02	Pleistocene flow, Prince Edward West Cliff.

$\lambda = 0.584 \times 10^{-10} \text{yr}^{-1}$ $\lambda = 4.72 \times 10^{-10} \text{yr}^{-1}$

K40 = 1.19×10^{-2} atom per cent *Ar = radiogenic argon

FIGURE CAPTIONS

Fig.1a- Structure of the South Indian Ocean after Schlich (1975), Bergh and Norton (1976), and Goslin et al. (1981). Numbers refer to magnetic anomalies. Note the number and size of the submarine aseismic plateaus.
1b- Morphology of Marion plateau. Note the steep and straight edges parallel to the N20° fracture zone.

Fig.2a- General structural map of Marion island. Note the two volcanic centres, the graben-like structures interpreted as huge landslides affecting the flank of the volcano and illustrated the best by the Santa Rosa valley, the prominent N20° western tectonic escarpment.
2b- Detailed map of the Pleistocene series. The numbered lines refer to the cross sections of fig. 4 and 6.

Fig.3 - Erosional stages of a phreatomagmatic surtseyan tuff cone on Marion and Prince Edward Islands. In the last stage the tail of hyaloclastic tuff (0,1 to 0,5 m thick) has lost its connection with the cone and is interbedded in the series. It is a good indication of paleoclipf and paleocoastal plain. See also photo n°2.

Fig.4 - Cross sections of the main shield series of Marion Island. The numbers refer to the map of fig.2b.

Fig.5 - Report to scale of cross section 11 within the Pleistocene intermediate sequence of the East flank of the main shield. Correlations between uphill and downhill (coastal) outcrops are problematic but can be solved by the way of radiochronology (see text for explanation).

Fig.6 - Cross sections of the western series of Marion volcano. The numbers refer to the map of fig.2b.

Fig.7 - Map and cross sections of Prince Edward Island.

Fig.8 - Correlations between the main shield and the western series of Marion Island. The detrital deposits interpreted as stratified drifts and noted a, b, c, d, e, f, are connected with the glacial cycles determined by analysis of ¹⁸O recorded on deep sea sediments (Shackleton and Opdyke, 1976). The deposit f consists mainly of intraglacial volcanic products and has been only found in the western series.

Fig.9 - Construction stages of Marion volcano. See conclusion for explanation.

Table I - Previous potassium-argon ages on whole rock basalt samples from Marion and Prince Edward Islands (McDougall, 1971).

Table II -New potassium-argon ages on whole rock basalt samples from Pleistocene main shield series of Marion.

Table III - New potassium-argon ages on whole rock basalt samples from Pleistocene western series of Marion.

TABLE II

Field No.	Lab. No.	K wt%	Radiogenic ⁴⁰ Ar 10 ⁻¹³ mol/g	100Rad. ⁴⁰ Ar Total Ar	Calculated age Ma ± 1 s.d.	Locality
LC164	84-468	0.981, 0.994	0.84	0.8	0.05 ± 0.02	Summit Plateau
LC121	84-463	0.838, 0.828	0.82	3.0	0.06 ± 0.01	Black Haglet Valley
LC32	84-12	1.254, 1.259	1.77 2.00	2.9 3.8	0.08 ± 0.01 0.09 ± 0.01	Santa Rosa, Valley East, top
LC184	84-470	0.922, 0.928	0.37	0.6	0.02 ± 0.01	Ships cove- Tafelberg Cross section
LC187	84-471	1.393, 1.396	6.87	10.7	0.28 ± 0.01	
LC57	84-15	1269, 1.266	2.54 2.60	5.0 5.1	0.11 ± 0.01 0.12 ± 0.01	
LC58	84-16	1.615, 1.620	4.69 4.68	8.8 8.7	0.17 ± 0.01 0.17 ± 0.01	
LC56	84-14	1.210, 1.210	5.12 5.12	15.0 14.6	0.24 ± 0.01 0.24 ± 0.01	
LC55	84-13	1.210, 1.212	3.82 3.81	10.7 10.2	0.18 ± 0.01 0.18 ± 0.01	
LC117	84-462	1.058, 1.061	6.55	8.0	0.36 ± 0.01	Crawford Bay
LC99	84-460	1.060, 1.059	5.93 6.67	7.9 9.6	0.32 ± 0.01 0.36 ± 0.01	Santa Rosa Valley East Cross Section
LC98	84-459	1.048, 1.048	8.11	10.2	0.45 ± 0.01	
LC24	84-5	0.976, 0.970	7.13	14.2	0.42 ± 0.01	
LC25	84-6	0.961, 0.960	6.89	6.7	0.41 ± 0.02	
LC26B	84-7	0.999, 0.999	7.25	16.2	0.42 ± 0.01	
LC27	84-8	1.037, 1.030	7.72	9.1	0.43 ± 0.01	
LC8	84-9	1.131, 1.134	8.45	20.7	0.43 ± 0.01	
WB8	84-472	1.460, 1.454	11.38	17.8	0.45 ± 0.01	
LC30	84-10	0.844, 0.846	6.53	10.2	0.45 ± 0.01	
LC31	84-11	0.718, 0.719	5.66	6.9	0.45 ± 0.02	

$$40K = 1.167 \times 10^{-4} \text{ mol/mol}$$

$$= 4.962 \times 10^{-10}/a$$

$$+ = 0.581 \times 10^{-10}/a$$

Phenocrysts removed from all samples, except 84-12 and 84-472, which are aphyric.

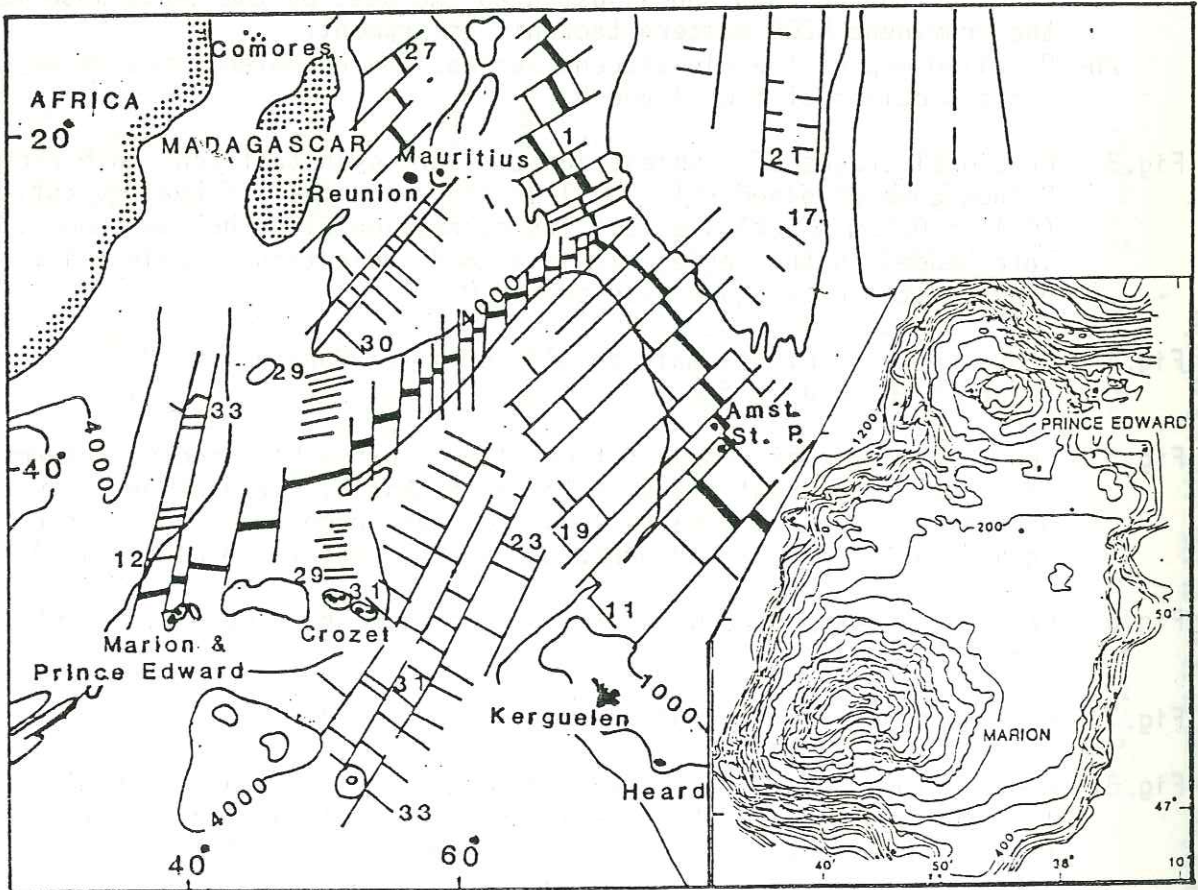


Fig 1

Annexe V

A DYNAMIC INTERPRETATION OF TRISTAN DA CUNHA VOLCANO, SOUTH ATLANTIC OCEAN.

L. Chevallier and W.J. Verwoerd, Department of Geology, University of Stellenbosch, Republic of South Africa.

Accepted in Journal of Volcanology and Geothermal Research.

ABSTRACT

New observations on the morphostructure, eruptive characteristics and intrusive system of Tristan da Cunha, an active intraplate volcano of predominantly trachybasaltic composition, are combined with previously published data to arrive at a model of its internal structure.

Volcanic activity on the island of Tristan da Cunha is characterized by a dual (central and lateral) feeding system. The central activity occurred at the summit, presumably on top of an axial magma column. The eruptions produced small flows as well as a high percentage of pyroclastic deposits partly of hydrovolcanic origin. The basaltic magma probably encountered a shallow water table or ephemeral crater lakes. These pyroclastic products contributed in large part to the building up of a well developed central cone. From the column a dense swarm of radial dykes were generated by hydraulic fracturing. In contrast, the lateral activity occurred on a much lower level on the flanks of the volcano. The style of eruption was strombolian resulting in scoria cones and flows. There is a concentration of strombolian vents around the base of the central cone. This concentric pattern is ascribed to conical shear planes in depth created by uplift of the roof of the magma chamber. The uplift may have contributed to the elevation of the central cone. In addition, a number of lateral vents occur along radial fractures that appear to be concentrated along two tectonic axes oriented N170°E and N80°E. These directions are parallel to the main components of the stress field in the ocean floor. The most prominent axis (N170°E) connects the two most recent eruptions of rather unusual (trachyandesitic, entirely effusive) character.

Segmented en échelon dykes and fissures observed in plan and in vertical cliffs, are related to slope instability. When a dyke propagates to the surface it enters a zone of bimodal stress: extension and shearing as a result of downslope movement. Under such conditions en échelon segmentation of the dyke takes place.

INTRODUCTION AND REGIONAL TECTONICS.

Tristan da Cunha (long. 37°05'S, lat. 12°17'W), the main island of the Tristan group, is a young active volcano that last erupted in 1961. Two other islands, Inaccessible and Nightingale, are remnants of much eroded volcanoes on which ages of 6Ma and 18Ma respectively have been obtained (Miller, 1964).

The Tristan Group lies on the edge of the Mid-Atlantic Ridge, 500km east of the axial rift (fig.1A). More precisely, the Tristan submarine plateau (fig.1B) lies on the boundary between two structural and morphological domains: 1) The western domain corresponds to the flank of the ridge with a jagged topography and young sea floor ranging in age from Middle Miocene (magnetic anomaly 5 i.e. 15Ma) to present time. 2) The eastern domain is characterized by a smoother

topography and older ages from Late Mesozoic (magnetic anomaly 31 i.e. 70Ma) to Oligocene (magnetic anomaly 9 i.e. 27Ma) (Ladd et al., 1973).

The other regional peculiarity of the Tristan group is its location on the western end of the Walvis Ridge, an aseismic feature that, in a currently popular view, marks the movement of the lithosphere over a hot spot (Duncan, 1981). However the origin of the ridge is still controversial. East of Long. 0° it is a continuous, linear, wide topographic feature attached to the African continental shelf and in isostatic equilibrium (Goslin and Sibuet, 1975). Van der Linden (1980) interpreted the eastern Walvis Ridge as a continental fragment that was originally in a marginal position to Africa. The western portion of the ridge is morphologically different and shows a group of scattered seamounts located along the fracture zones of the sea floor. Kumar (1979) proposed that large volumes of lava were generated along the same segment of the Mid-Atlantic Ridge during successive periods of intense and abnormal volcanism and were bounded between the same major fracture zones.

A few off-ridge earthquakes have been recorded north of the Tristan Group. They occurred around the position of magnetic anomaly 7 and are therefore in a similar position to that of the Tristan group with respect to the Mid-ocean ridge (fig. 1A). The focal mechanism obtained on the largest event of this cluster of earthquakes indicates nearly pure thrust faulting at a shallow depth (3km) with the axis of compression nearly perpendicular to the direction of spreading (Bergman and Solomon, 1984). This kind of observation is important when considering the influence of the general stress field on the volcanism.

The volcanic rocks of Tristan da Cunha belong to a potassic oceanic alkalic suite: K-alkali basalt, K-trachybasalt, K-trachyandesite (tristanite) and K-trachyte (Baker et al., 1964). The trachybasalts are by far the most abundant lavas whereas olivine basalts do not seem to be as common as on other oceanic islands. The trachytes and trachyandesites are even less common but occur at the end of the evolutionary sequence. The 1961 lava is trachyandesitic.

For logistic reasons Tristan da Cunha is a rather difficult place to study. The first geological description is that by Dunne (1941) but more detailed account is the comprehensive report and map of the Royal Society Expedition in 1962, after the 1961 eruption (Baker et al., 1964). More recently, Ollier (1984) gave a geomorphological description of the three islands and McDougall and Ollier (1982) reported apparent K-Ar ages for Tristan da Cunha ranging from 0,01±0,02Ma to 0,21±0,01Ma, thus confirming its youthfulness. During the October-November 1984 Gough Island meteorological relief voyage of the S.A. Agulhas three geologists (J. Maund and M. Watkeys from the University of Cape Town, and the first author) spent a few days on Tristan da Cunha. The ship's helicopter enabled us to make significant new observations in a short time, especially on the dykes that cut the main central cone and at the summit crater where fumarolic activity was observed for the first time. In this paper we offer a dynamic interpretation of the edifice based on our observations as well as previously published data and recent advances in volcanology. Petrological and geochemical aspects will be dealt with elsewhere by the Cape Town group.

MORPHOSTRUCTURE.

The most striking feature of Tristan da Cunha is its morphology (Fig. 2). It is an almost perfectly conical edifice with steep (30°) slopes in the central part and gentle (8°) slopes at the base. Dunne (1941) and Ollier (1984) considered this topographic distinction to be the result of two stages in the evolution of the volcano: a flat shield-building phase and a central cone-building phase. We do not see this subdivision as sharply defined and Fig. 2B explains why. A slope of 8° is already rather steep for a shield volcano. However it could be argued that it represents the central part of a shield of which the lateral low angle slopes have been eroded away. This does

not seem to be the case since the subaerial edifice has a very limited surface area and quickly steepens under water. Besides, the change-over from gentle slopes to steeper central slopes is very gradual and does not show a morphologic break. Our field observations are in better agreement with the proposal by Baker et al. (1964) that the morphology is due to different volcanic products: the central cone contains a higher proportion of pyroclastic material (welded or loose) subject to quick erosion and responsible of the formation of scree talus, whereas the slopes of the base are dominantly made of lava flows. This physiographic difference results from a fundamental distinction within the feeding system of the volcano: 1) explosive activity at the top of the cone from a summit crater located above a central magma column, and 2) magma erupted at lower levels from lateral strombolian cones (fig. 2B). The well-developed central cone may also owe its elevation in part to uplift as discussed below.

The bathymetric chart (fig. 2A) shows that beyond the main central cone the shape of the volcano is not circular but rhomboidal with its long axis trending N170°E and its short axis trending N80°E. Although echo-sounding points are not very numerous and contours are approximate, the shape can not be an artefact of the bathymetric data at this scale. It is also reflected in the four cliffs surrounding the island, ascribed to marine erosion by previous authors (Baker et al., 1964; Ollier, 1984). It is noteworthy that no parallelism seems to exist between the morphology of the volcanic substratum and the structural features of the ocean floor, unlike the case of Marion and Prince Edward islands where fracture zone and mid-ocean ridge directions are reflected in the geometry of the submarine plateau and the tectonics of the two islands (Chevallier, 1986). Another kind of relationship, in term of the stress field, is postulated below for Tristan da Cunha.

Fig.3 is based on the map by Baker et al. (1964) as well as photo-interpretation and field observations by the first author. Because the central cone consists of a great proportion of easily eroded loose material the dyke swarm is well exposed. This contrasts with other young central volcanoes where flows predominate and the intrusive system is not visible. The dyke swarm shows a well-developed radial pattern centred on the summit of the volcano. The density of intrusions is far higher in the central cone than in the cliffs surrounding the island and establishes the presence of a central magma column inside the volcano, as explained further in the discussion. Their geographic distribution is not uniform. Two intrusive axes oriented N170°E and N80°E can be recognized. The generalized bathymetric map (fig.3B) indicates that these two perpendicular axes represent two major structures along which Tristan da Cunha volcano was built up. The N170°E direction appears to be the principal one intruded by long dykes or eruptive fissures and along which the central magma column has moved northward, from the Mt Olav paleovent to the active vent of Queen Mary's Peak. One notices two interesting features: 1) the dykes that radiate from Mt Olav progressively curve south away from the paleovent and tend to become parallel to the N170°E axis (fig.3C). 2) Close to the centre these dykes are not vertical but possess an outward dip of 70° to 80° south.

Baker et al. (1964) mapped a few dykes transverse to the radial directions. They may belong to a ring structure that is described below.

In cross section the dykes quite often consist of numerous discrete segments, arranged in an échelon array (fig.3D). This phenomenon is well-known on volcanoes in plan and can be seen on Tristan da Cunha as well, but has not been described before in vertical section. Similar observations have been made by the first author on Gough Island in the South Atlantic and Piton des Neiges on Réunion Island, Indian Ocean. The best exposure observed on Tristan da Cunha is located in the north cliff immediately to the east of the settlement (fig.3A and D). The segmentation of the dykes occurred only when they reached the surface (as feeders of red scoria vents interstratified with the lava succession of the cliff). They all show the same lateral step-wise displacement and an increase of the distance between each two échelons as they get closer to the surface. In depth no segmentation probably exists; this is suggested by the observation of long, straight, continuous dykes in the 250m high cliff of the neighbouring deeply eroded island, Inaccessible. A superficial stress field is invoked in the discussion below to explain the en échelon dykes and eruptive fissures on volcanoes.

EXTRUSIVE SYSTEM AND ERUPTIVE ACTIVITY.

The eruptions on Tristan da Cunha can be classified as central and lateral.

1) The central activity.

The central eruptions occurred at the top of the volcanic cone and were fed by a fairly steady magma column (fig.4). Although the steep central cone is intruded by a great number of dykes, no fissural eruption and only one small strombolian vent have been seen on its flanks. The activity thus appears to be restricted to a terminal position, i.e. right above the magma column. This is in agreement with the fact that the flows still showing a relatively fresh morphology all diverge from the apical region of the volcano. A summit crater is present at the top of the central cone and is occupied by a lake. It is a depression some 300m wide and 50m deep, the walls of which are nearly completely covered by the scree products of a surrounding pyroclastic ring. This pyroclastic ring probably represents the most recent (but nevertheless pre-settlement i.e. >200y old) summit eruption. During our visit to the summit in 1984, fumaroles and warm ground were observed south of the summit crater. Such phenomena were not reported by Baker et al. (1964) or by the islanders who

frequently climb to the top of the volcano. At this stage it is not possible to say whether it is a sign of renewed activity or just an intermittent on-going process.

Pyroclastic deposits represent a high proportion of the products erupted from the central crater and are interbedded with very thin glassy lava flows. A young and very thick (10m) trachyandesitic flow, that once nearly covered the flanks of the cone but is now extensively eroded, appears to be exceptional in term of eruptive activity and petrological composition. The pyroclastic beds are 1 to 2m thick and consist of loose scoria blocks, lapilli and ash, which are easily eroded to an apron of scree all around the volcanic cone. Where the morphology is still fresh, the deposits are seen to be funnelled into flows with levées. This kind of pyroclastic deposit is very similar to the hot avalanches described on the slopes of the andesitic volcano Ngauruhoe in New Zealand (Nairn and Self, 1978). They result from the collapse of a pyroclastic column generated by magmatic intrusions rapidly heating confined meteoric water.

Further evidence of hydrovolcanic activity is provided by the most recent eruption of the central cone (referred to above). The pyroclastic ring around the summit crater has a low profile: 20 to 30m high and 700m wide. The deposits consist mainly of non-welded scoria, lapilli and air-fall ash as well as lithic blocks. Some of the latter are up to 30cm in size and can be recognized as belonging to the underlying thick trachyandesitic flow penetrated by the summit crater. The low profile of the ring, the widening of the crater and the participation of the substratum are all typical characteristics of terrestrial phreatomagmatism. On the other hand, scoria and lapilli are strombolian-type products. The term "phreato-strombolian" (Barberi et al., 1986) could be applied to this kind of activity. The limited extent, especially of the lithic blocks, and the absence of scoria flows lead to the conclusion that this last eruption was of comparatively low energy, not powerful enough to generate pyroclastic columns and avalanches like that of the 1975 Ngauruhoe eruption (Nairn and Self, 1978). At Tristan da Cunha the magma/water interaction probably occurred at a very shallow level (as testified by the lithic trachyandesitic blocks), indicating the presence of a very shallow water table and/or temporary lakes, similar to the lake that now occupies the summit crater.

The discovery of many broken pieces of dark (trachybasaltic?) pumice among the lithic clasts of the recent vent as well as an outcrop of a deposit consisting of weathered white pumice and ash in the cliff south of the settlement also indicate that gas-rich magma has certainly played a role in some of the pyroclastic eruptions that characterize the central activity of Tristan da Cunha volcano.

2) Lateral activity.

Lateral eruptions occurred on a much lower level, at the base of the central cone. They are characterized by typical strombolian activity: big scoria cones and lava flows. A high percentage of these vents are concentrated in a circular zone around the central cone (fig.4) leading to the conclusion that the effect of a ring structure is added to the radial fracturing. The buried cones described by Baker et al. (1964) in the gulleys at the base of the central cone are not shown on fig.4; they may or may not reflect the arcuate pattern. The circular structure apparently does not extend to the periphery of the island. The peripheral cones are still strombolian in character but some of them are controlled by long radial fractures (fig.4). One of these radials is the N170°E axis itself described above as a major structural feature of the volcano. The two most recent eruptions at Stony Hill and the Settlement (1961) are located at the two extremities of this axis. Their eruptive style was not strombolian at all but characterized by highly effusive or typical "liquid" activity. "Liquid activity" occurs when the amount of gas emitted before and during eruption is very low, even lower than in the case of hawaiian effusive type of

activity. The vents of the Stony Hill and 1961 eruptions are occupied by extrusive domes, called "tholoids" by Baker et al. (1964). These two eruptions are also exceptional features for petrological reasons because the magma was a trachyandesite which appears to be uncommon on Tristan da Cunha.

Finally, surtseyan eruptions occurred on the coastal plains, at the boundary between water and land, in a similar position to that observed on Marion and Prince Edward islands in the South Indian Ocean (Verwoerd and Chevallier, in press). A good example is Hill Piece located south of the Settlement. It is a classical tuff cone that consists of bedded yellow hyaloclastites with lithic blocks and gentle cross-bedding in places.

DISCUSSION ON THE STRUCTURE OF THE VOLCANO.

Tristan da Cunha is an interesting volcano with radial structures like intrusive dykes and main tectonic axes, and concentric features like a ring structure and geometric partitioning of the eruptive activity.

1) Ring structure.

Two kinds of arcuate intrusions have been recognized on deeply eroded volcanoes: ring dykes and cone sheets. Ring dykes (outward dipping intrusions) are very deep structures connected with the cooling of a magmatic chamber and the collapse of its roof, whereas cone sheets (inward dipping intrusions) are observed at shallower structural levels, often related to volcanism on surface. Good observations of the deep structural level have been made on the alkaline complexes of Kerguelen (Giret, 1984) and on the carbonatite complexes of South Africa and South West Africa (Verwoerd, 1967). The higher structural level is well exposed on less eroded volcanoes like Piton des Neiges on Réunion Island (Chevallier and Vatin Perignon, 1982) or the carbonatite complexes of North and South Ruri (Dixon and Collins, 1977) and Homa Mountain, Kenya (Flegg et al., 1977) or in the Tón caldera in Tibesti (Vincent, 1970). The vent rings of Tristan da Cunha probably result from cone fractures rather than ring dykes. Walker (1984) came to the same conclusion on other recent volcanoes showing vent rings like Deception island in the South Atlantic, Sierra La Primavera and Valles in New Mexico, Rabaul in Papua-New Guinea. However, cone sheets are mostly associated with silicic calderas as a result of strong magma discharge (ignimbrites). An exception would be the ringvent system around the basaltic summit caldera of Fernandina (Galapagos) (Simkin and Howard, 1970) but for this latter case the circular fractures could have resulted simply from the collapse of the caldera wall under the influence of gravity and hydraulic fracturing by the magma. Tristan da Cunha is a more appropriate example of a basaltic cone fracturing but without caldera.

The origin of cone sheets and their mechanism of emplacement is a dynamical problem. In Anderson's pioneering analytical solutions of the stress distribution above a magmatic body (Anderson, 1935), cone sheets were interpreted as simple tension fractures along 1. But in this model the medium was weightless. Robson and Barr (1964) proposed a more complicated approach in which the homogeneous elastic medium is subjected to three sources of stress: its own weight, horizontal regional stress and pressure in the magma chamber. At a minimum depth of 4,7km shear would start developing on the side of the magma body, corresponding to cone sheet emplacement, and the area in which these cone sheets occur increases with the depth of the chamber. Phillips (1974) in his dynamical model, supported this proposal of cone sheets forming on shear planes rather than tensile planes. He gave a simple geometrical reason: the absence of cone sheets near volcanic centres, where tension is likely to be greatest, is difficult to explain by Anderson's hypothesis. Since less energy is involved in upward displacement than in lateral compression, the top of the volcano is lifted relative to the walls, creating shearing along the cone fractures (fig.5a). Phillips invokes retrograde boiling of a partially crystallized magma body as responsible for the building up of dynamic stress

*Phenocrystic phases removed, mainly plagioclase and olivine.

Field No.	Lab. No.	K wt%	Radioactive ^{40}Ar 10^{-13}mol/g	$\frac{100\text{Rad. } ^{40}\text{Ar}}{\text{Total } ^{40}\text{Ar}}$	Calculated age $\text{Ma} \pm 1 \text{ s.d.}$	Locality
LC150	84-464*	1.039, 1.048	0.56	2.1	0.03 ± 0.01	Section from top of Tritegaardt Bay cliff to summit plateau
LC161	84-467*	1.094, 1.088	0.68	1.1	0.04 ± 0.01	
LC53	84-457*	0.927, 0.923	1.11	1.5	0.07 ± 0.01	
LC51	84-456*	0.947, 0.949	0.93	2.6	0.06 ± 0.01	Tritegaardt Bay Cliff
LC158	84-465*	0.860, 0.864	0.36	0.8	0.02 ± 0.01	
LC5	84-454	1.527, 1.534	2.44	1.1	0.09 ± 0.02	
LC65	84-458*	1.215, 1.213	3.37	2.5	0.16 ± 0.02	Tritegaardt Bay Cliff
LC4	84-453	1.513, 1.510	5.24	6.5	0.20 ± 0.01	
LC9	84-455*	0.947, 0.943	2.74	3.2	0.17 ± 0.01	
			2.58	3.0	0.16 ± 0.01	
		$+ = 0.581 \times 10^{-10}/a$		$= 4.962 \times 10^{-10}/a$	$40\text{K} = 1.167 \times 10^{-4} \text{ mol/mol}$	

and violent volcanic eruption.

The well-developed central cone of Tristan da Cunha, which owes its existence mainly to the accumulation of pyroclastic deposits can also be attributed in part to uplift of the roof of the edifice relative to the walls (fig.5B). Cone sheets are then formed along shear planes leading to a concentration of strombolian vents around and on the lower flanks of the central cone. The relatively low gas and pyroclastic discharge on Tristan da Cunha, compared to silicic volcanoes, is held responsible for the non-formation of a caldera. Outside the cone sheet influence, dykes guided by radial fractures are generated.

2) Radial dykes.

Radial dykes are very well developed in the central cone of Tristan da Cunha. Because there is obviously no room within the central cone for even a small magma reservoir, these dykes must have filled hydraulic fractures developing from a central column as it rises from the underlying magma chamber. A similar mechanism is observed in Civil Engineering when fluid is pumped down vertical bore-holes. Such cracks form when the fluid pressure exceeds the combined minimum principal stress σ_3 and the tensile strength of the rock and will propagate along the σ_1 , σ_2 planes, perpendicular to the σ_3 plane (fig 6A). At depth, i.e. at the base of the column or on the walls of the magma chamber, the tangential stress σ_3 is greater and hydraulic fractures are unlikely to develop. Tension cracks can then be invoked to explain the formation of lateral radial dykes.

Radial dykes which are equally distributed around the volcanic centre indicate that the magmatic pressure within the central conduit predominates over other stresses. Sometimes radial dykes intrude far from the centre of the edifice along a general trend which indicates, following Ode (1957), Nakamura (1977) or Tsunakawa (1983), the superposition of regional stresses. A radial dyke swarm with a pattern similar to that of Tristan da Cunha has been mapped at Spanish Peaks, Colorado (Johnson, 1968) and interpreted on mechanical analysis as the result of a maximum regional compression S_1 directed N80°E (Muller, 1986) (fig.6B). This result is readily applicable to Tristan da Cunha: the major axis of intrusion N170°E is parallel to the regional axis of compression recorded on the ocean floor north of the island (fig.6B and fig.1). Similar conclusions have been drawn by Feraud et al. (1985) who show that the directions of the dyke swarms on Canarian volcanoes are controlled by local and regional tectonics. The direction of the principal regional stress is in agreement with the compressive movements recorded in the North Atlantic.

3) En échelon cracks.

The other interesting feature of the radial dykes of Tristan da Cunha is their en échelon pattern in plan and in vertical section. En échelon cracks are very common features on volcanoes (Nakamura, 1970; Pollard et al., 1983) but have been given less attention than other tectonic phenomena. Volcanic en échelon cracks result from the segmentation of a parental fissure (the dyke) and can be clearly distinguished from en échelon discontinuities observed along shear zones. In the latter case the échelons (Riedel or tension cracks) always make an angle higher than 15° with the general shearing trend, overlap each other strongly and keep the same lateral stepwise displacement (right or left) (fig.6C). Volcanic en échelon cracks show a completely different pattern. They are subparallel to the general fracture trend, do not overlap each other and do not keep the same lateral stepwise displacement along the fault (fig.6C). Pollard et al. (1982; 1983) show by analytical mechanical modeling that such a segmentation can be initiated when the medium is subject to a bimodal stress regime (extension and shearing) and that this state is easily reached close to the surface.

The observations made in the north cliff of Tristan da Cunha (Fig.3D) are

quite important in this regard. The change from continuous dykes in depth to segmented dykes toward the surface is interpreted as a result of bimodal stress created by the instability of the flanks of the volcano affected by down-slope movements (fig.6D). Any dipping geological surface is subject to slope instability, a well-known problem in soil and rock mechanics, and a volcano is no exception to the rule. It follows that there must be a superficial layer in the flank of the edifice on which slip and stretch occur. If a dyke propagates to the surface it will enter this unstable traction-shear zone and will start segmenting (fig.6E). This process would also explain the outward dip of the dykes intruded at the top of the volcano (see fig.3C). However, on Tristan da Cunha landslides did not develop as on some other volcanoes where supplementary triggering factors e.g. a volcanic rift zone exist (Chevallier, 1986; Chevallier and Bachelery, 1982; Swanson et al., 1976). A traction-shear state similar to that of Tristan da Cunha is described on the central cone of Piton de la Fournaise volcano (Bachelery et al., 1983) and is also attributed to the general down-slope movement of the flanks of the edifice (fig.6F)

CONCLUSIONS

The new dynamical interpretation of Tristan da Cunha volcano is summarized on fig.7. The main points worth emphasizing are:

1) The deformation pattern is symmetrical with respect to two tectonic axes trending N170°E and N80°E. They are parallel to the regional components of the stress field recorded in the sea floor 500km north of the island. N170°E and N80°E are respectively the directions of S1 and S2. The S1 direction exerted a dominant control during the building up of the volcano.

2) Dykes were mainly intruded along S1 and S2, giving a rhomboidal shape to the substratum of Tristan da Cunha.

3) The internal structure of the volcano can be summarized as follows: a magma chamber with a central magma column developing a dense system of radial dykes high inside the cone; a cone fracture system occurring along shear planes where the walls and the roof of the chamber meet; a system of lateral radial dykes probably generated at a deeper level than the one that intruded the central cone, i.e. from the base of the column or from the walls of the magma chamber.

4) The prominent central cone is attributed in part to the accumulation of pyroclastic material and in part to uplift associated with cone fracture formation in depth.

5) The eruptive activity of Tristan da Cunha can be classified in two categories on structural grounds:

A-Terminal eruptions occurred right at the top of the central magma column. It produced flows but also a large amount of pyroclastic products as a result of hydrovolcanic activity. Gas-rich eruptions were also generated in the past as evidenced by sporadic pumice deposits.

B-Lateral activity was characterized by strombolian eruptions producing scoria cones and lava flows. They occurred at a much lower level, at the base of the central cone. They could have been localized by radial faults but their distribution around the central cone is largely controlled by the cone structure. Two of these lateral eruptions (the Settlement, 1961 and Stony Hill) are exceptional: they are characterized by highly effusive, gas-poor lava of trachyandesitic composition (rare on Tristan da Cunha). They are located at both extremities of the N170°E tectonic axis and could possibly be termed "excentric".

6) The flanks of the edifice are unstable and down-slope movements create a superficial stress field. As dykes reach the surface they enter this

traction-shear zone and become segmented in an en échelon pattern.

ACKNOWLEDGMENTS

This research was supported by the Department of Transport of the Republic of South Africa on a SASCAR programme under the aegis of the CSIR. We wish to express our thanks to J. Maund and M. Watkeys for constructive discussions in the field and to gratefully acknowledge the Island Council of Tristan da Cunha for their sanctioning of research on the Island.

REFERENCES

- Anderson, E.M., 1935. The dynamics of formation of cone sheets, ring dykes and cauldron subsidences. *Proc. roy. Soc. Edinb.*, 56, 128-157.
- Bachelery, P., Chevallier, L. and Gratier, J.P., 1983. Caractères structuraux des éruptions historiques du Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 296. Serie II, 1345-1350.
- Baker, P.E., Gass, I.G., Harris, P.G. and Le Maitre, R.W., 1964. The volcanological report of the Royal Society Expedition to Tristan da Cunha, 1962. *Phil. Trans. roy. Soc.*, A, 256, 439-578.
- Barberi, F., Navarro, J.M., Rosi, M., Santacroce, R. and Sbrana, A., 1986. Explosive interaction of magma with ground water: insights from xenoliths and geothermal drillings. *International Volcanological Congress, New Zealand, 1-9 Feb 1986. Abstract*, 91.
- Bergmann, E.A. and Solomon, S.C., 1984. Source mechanism of earthquakes near mid ocean ridges from body waveform inversion: implication for the early evolution of oceanic lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 89, 11415-11441.
- Chevallier, L., 1986. Tectonics of Marion and Prince Edward volcanoes (Indian Ocean): result of regional control and edifice dynamics. *Tectonophysics*, 124, 155-175.
- Chevallier, L. and Bachelery, P., 1981. Evolution structurale du volcan actif du Piton de la Fournaise, Ile de la Réunion, Océan Indien Occidental. *Bull. Volcanol.*, 44, 51-59.
- Chevallier, L. and Vatin Perignon, N., 1982. Volcano-structural evolution of Piton des Neiges, Réunion Island, Indian Ocean. *Bull. Volcanol.*, 45, 285-298.
- Dixon, J.A. and Collins, B.A., 1977. The carbonatitic complex of North and South Ruri. In: *Carbonatite-nephelinite volcanism*, Ed. LeBas, M.J., A Wiley, London-New York, 169-198.
- Duncan, R.A., 1981. Hotspots in the Southern Oceans. An absolute frame of references for the motion of the Gondwana continents. *Tectonophysics*, 74, 29-42.
- Dunne, J.C., 1941. Volcanology of the Tristan da Cunha Group. Results of the Norwegian Scientific Expedition to Tristan da Cunha, 1937-1938. *Oslo, Norske Videnskaps Akademi*, 2, 1-145.
- Feraud, G., Giannerini, G., Campredon, R. and Stillman, C.J., 1985. Geochronology of some Canarian dyke swarms: contribution to the volcano-tectonic evolution of the archipelago. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 25: 29-52.
- Flegg, A.M., Clarke, M.C.G., Sutherland, D.S. and LeBas, M.J., 1977. Homa Mountain II: The main carbonatite centres. In: *Carbonatite-nephelinite volcanism*; Ed. LeBas, M.J., A Wiley, London-New York, 222-232.
- Giret, A., 1984. Les complexes plutoniques de Kerguelen. *Océan Indien. These d'Etat, Université de Paris VI*, 320p.
- Goslin, J. and Sibuet, J.C., 1975. Geophysical study of the easternmost Walvis Ridge, South Atlantic: Deep structure. *Bull. Geol. Soc. Am.* 86, 1713-1724.
- Johnson, R.B., 1961. Pattern and origin of radial dike swarms associated with west Spanish Peak and Dike Mountain, South Central Colorado. *Geol. Soc. Am. Bull.*,

- Kumar, N., 1979. Origin of "Paired" aseismic rises: Cera and Sierra Rises in the equatorial and Rio Grande Rise and Walvis Ridge in the South Atlantic. *Marine Geology.*, 30, 175-191.
- Ladd, J.W., Dickson, G.O. and Pitman, W.C. III, 1973. The age of the South Atlantic in: *The Ocean Basins and Margins*. Ed. Nairn, A.E.M. and Stehli, E.G., Plenum Press, New York-London, 555-573.
- McDougall, I. and Ollier, C.D., 1982. Potassium argon ages from Tristan da Cunha, South Atlantic. *Geol. Mag.*, 119, 87-93.
- Miller, J.A., 1964. Age determinations made on samples of basalt from the Tristan da Cunha Group and other parts of the Mid-Atlantic Ridge. In: Baker et al., 1964, *The volcanological Report of the Royal Society Expedition to Tristan da Cunha, 1962. Phil. Trans. roy. Soc.*, A, 256, 565-569.
- Muller, O.H., 1986. Changing stresses during emplacement of the radial dyke swarm at Spanish Peaks, Colorado. *Geology*, 14, 157-159.
- Nairn, I.A. and Self, S., 1978. Explosive eruptions and pyroclastic avalanches from Ngauruhoe in February 1975. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 3, 39-60.
- Nakamura, K., 1970. En échelon features of Icelandic ground fissures. *Acta Naturalia Islandica*, 11, 8, 1-15.
- Nakamura, K., 1977. Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation. Principle and proposal. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2, 1-16.
- Ode, H., 1957. Mechanical analysis of the dike pattern of Spanish Peaks area, Colorado. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 68, 567-576.
- Ollier, C.D., 1984. Geomorphology of South Atlantic volcanic Islands. Part I: the Tristan da Cunha Group. *Z. Geomorph. N.F.*, 28, 367-382.
- Phillips, W.J., 1974. The dynamic emplacement of cone sheets. *Tectonophysics*, 24, 69-84.
- Pollard, D.D., Delaney, P.T., Duffield, W.A., Endo, E.T. and Okamura, A.T., 1983. Surface deformation in volcanic rift zones. *Tectonophysics*, 94, 541-584.
- Pollard, D.D., Segall, P. and Delaney, P.T., 1982. Formation and interpretation of dilatant en échelon cracks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93, 1291-1303.
- Robson, G.R. and Barr, K.G., 1964. The effect of stress on faulting and minor intrusions in the vicinity of a magma body. *Bull. Volcanol.*, XXVII, 317-330.
- Simkin, T. and Howard, K.A., 1970. Caldera collapse in the Galapagos Island, 1968. *Science*, 169, 3944, 429-437.
- Swanson, D.A., Duffield, W.A. and Fiske, R.S., 1976. Displacement of the South Flank of Kilauea volcano: result of forceful intrusion of magma into rift zones. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 963, 1-39.
- Tsunakawa, D., 1983. Simple two-dimensional model of propagation of magma filled cracks. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 16, 335-343.
- Van der Linden, W.J.M., 1980. Walvis Ridge, a piece of Africa?. *Geology*, 8, 417-421.
- Verwoerd, W.J., 1967. The carbonatite complexes of South Africa and South West

Africa. Geol. Surv. of South Africa Handbook 6, 452p.

Verwoerd, W. and Chevallier, L.. Contrasting types of Surtseyan tuff cones on Marion and Prince Edward islands, Southwest Indian Ocean. Bull. Volcanol., (in press).

Vincent, P.M., 1970. The evolution of the Tibesti volcanic Province, Eastern Sahara. In: African Magmatism and Tectonics. Ed. Clifford, T.N. and Gass, I.G., 301-319, Oliver and Boyd, Edinburgh.

Walker, G.P.L., 1984. Downsag calderas, ring faults, caldera sizes and incremental caldera growth. J. Geophys. Res., 89, 8407-8416.

Figure captions

Fig.1-Regional tectonic setting of the Tristan Group. A) Structure of the South Atlantic Ocean from Ladd et al., 1973. Circular insert shows stereographic representation of focal mechanism of an earthquake (Bergman and Solomon, 1973). Black area: compression. White area: extension. The compressive axis is NNW-SSW. B) Bathymetric map around Tristan da Cunha drawn from data provided by the South African Hydrographic Survey.

Fig.2-Morphostructure of Tristan da Cunha volcano. Topography from Baker et al., 1964. Bathymetric contours from data provided by the South African Hydrographic Survey. Echo sounding points are plotted. Note the symmetrical conical shape of the central part of the volcano and the predominance of the two tectonic directions N170°E and N80°E further from the centre.

Fig.3-Intrusive system on Tristan da Cunha. A) Map modified after Baker et al., 1964. B) Main intrusive axes. C) Summit area and detail of dyke swarm. D) En échelon dykes in the north cliff behind the settlement.

Fig.4-Extrusive system and associated dynamism. Central activity is restricted to a terminal position and characterized by high percentage of explosive eruptions of hydrovolcanic origin. The lateral eruptions are strombolian in character and occur on the lower flanks of the volcano. From the concentration of vents around the base of the central cone a ring structure is inferred. Note the two recent highly effusive (or poorly explosive) eruptive sites at the two extremities of the N170°E tectonic axis.

Fig.5-A) Cone sheet emplacement along shear zones after Phillips (1974). B) Application to Tristan da Cunha.

Fig.6-Radial dyke emplacement. A) Distribution of stresses in an axisymmetric volcano and emplacement of radial dykes from a central column along hydraulic fractures. B) Influence of regional tectonics on radial dyke geometry. C) Different types of en échelon fissures. The first type is connected with a shear zone. The second type corresponds to a bimodal stress field: extension and shearing. D) Double en échelon pattern (vertical and horizontal) on Tristan da Cunha. E) Downslope movement and extension of the flank of the volcano, invoked to explain the en échelon pattern. F) Similar en échelon cracks, extensional and shear movements on the summit cone of Piton de la Fournaise, Réunion Island.

Fig.7- Eruptive dynamism and internal structure of Tristan da Cunha volcano. A) The symmetrical geometry of the structure of the volcano. The two radial axes are postulated to be parallel to the main regional stress directions S1 and S2. S1 is the dominant direction on which the more recent eruptions characterized by strongly effusive activity occurred. B) Note the duality of the intrusive system and the eruptive behaviour of Tristan da Cunha volcano. 1)- A central cone, a central magma column, a radial hydraulic fracture system, summit or "terminal" often explosive activity; 2)- Lateral strombolian activity, radial and ring structures. Finally note the instability of the flanks of the volcano causing a downslope gravity stress field and the segmentation of dykes by

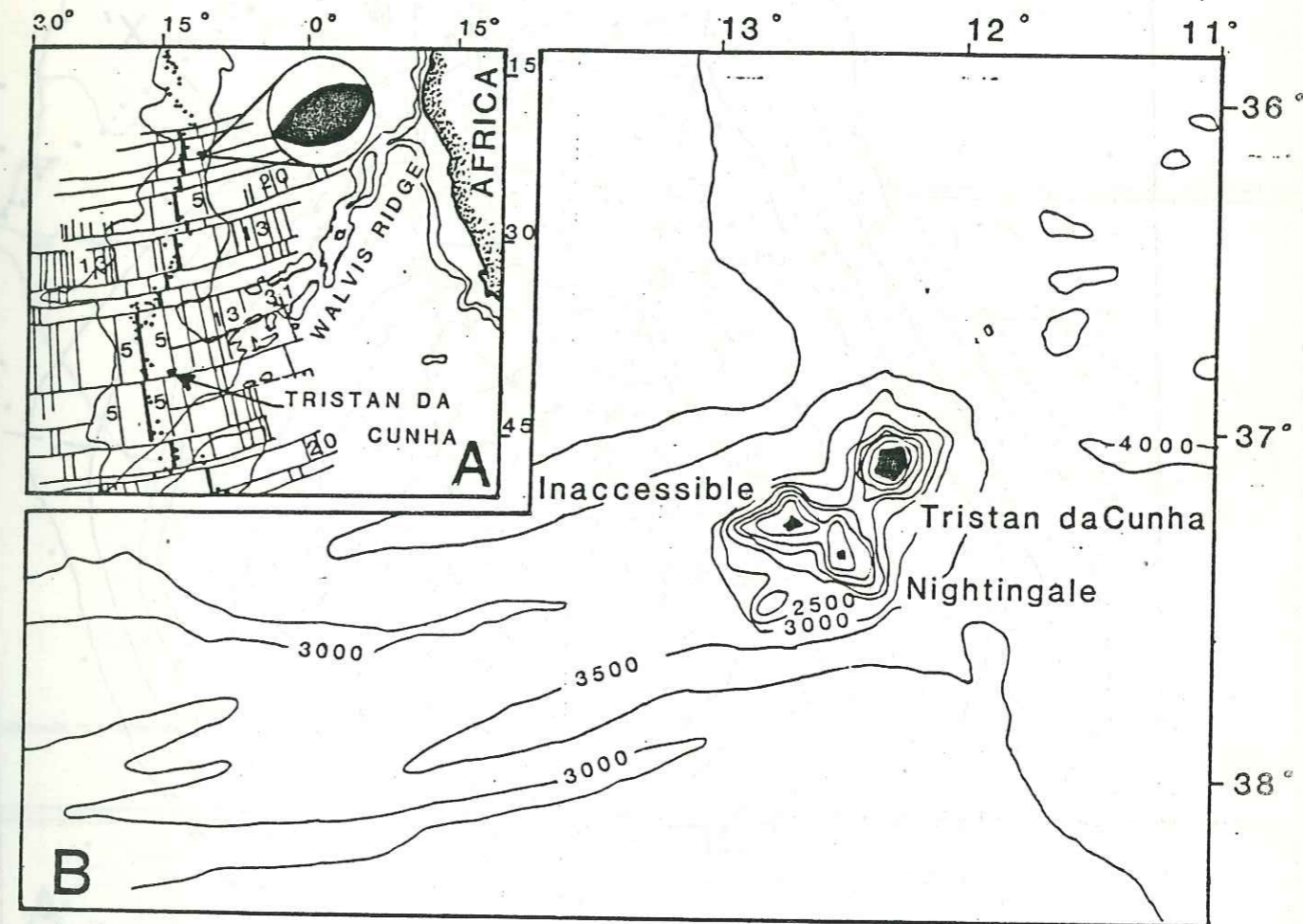


Fig 1

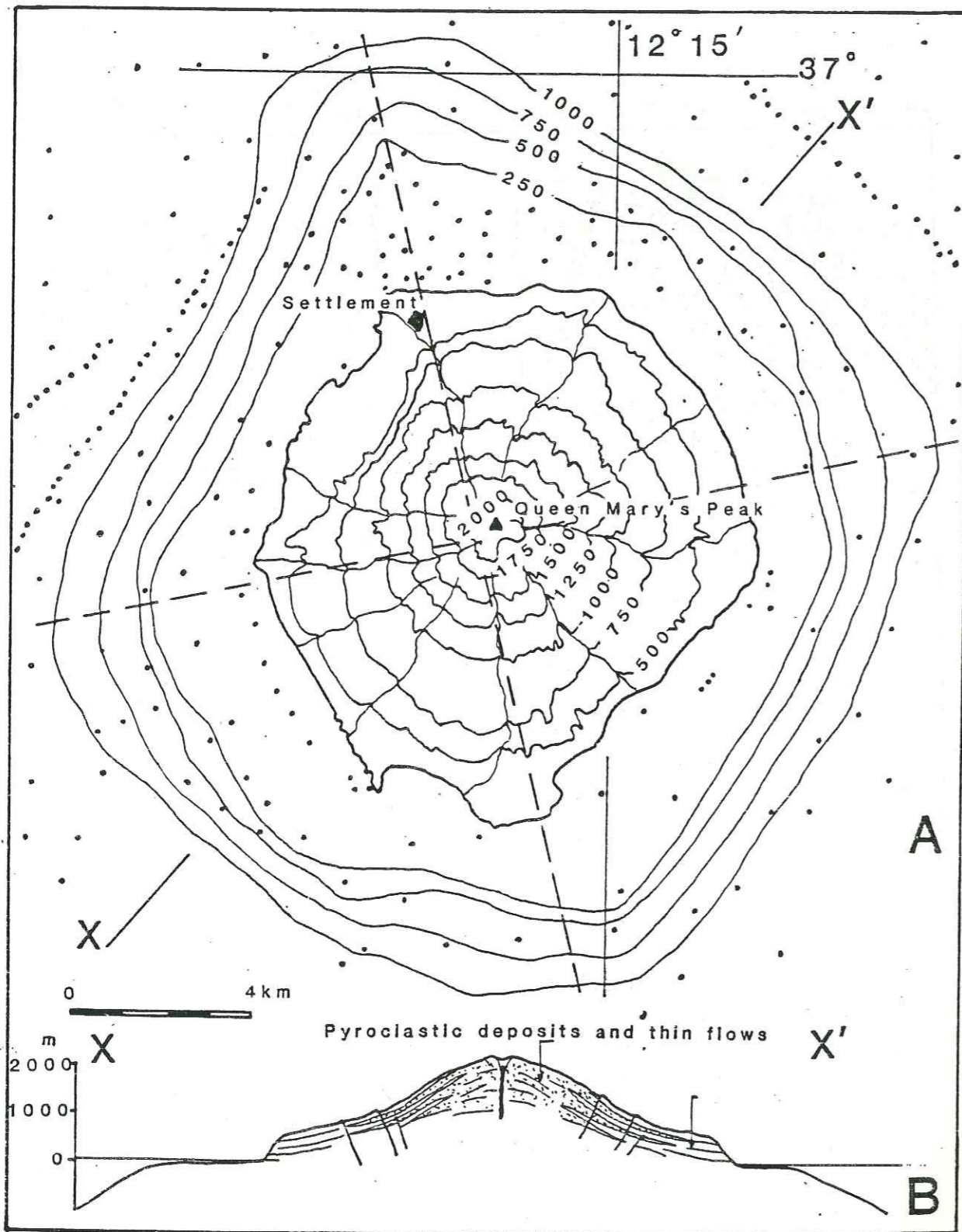


Fig 2

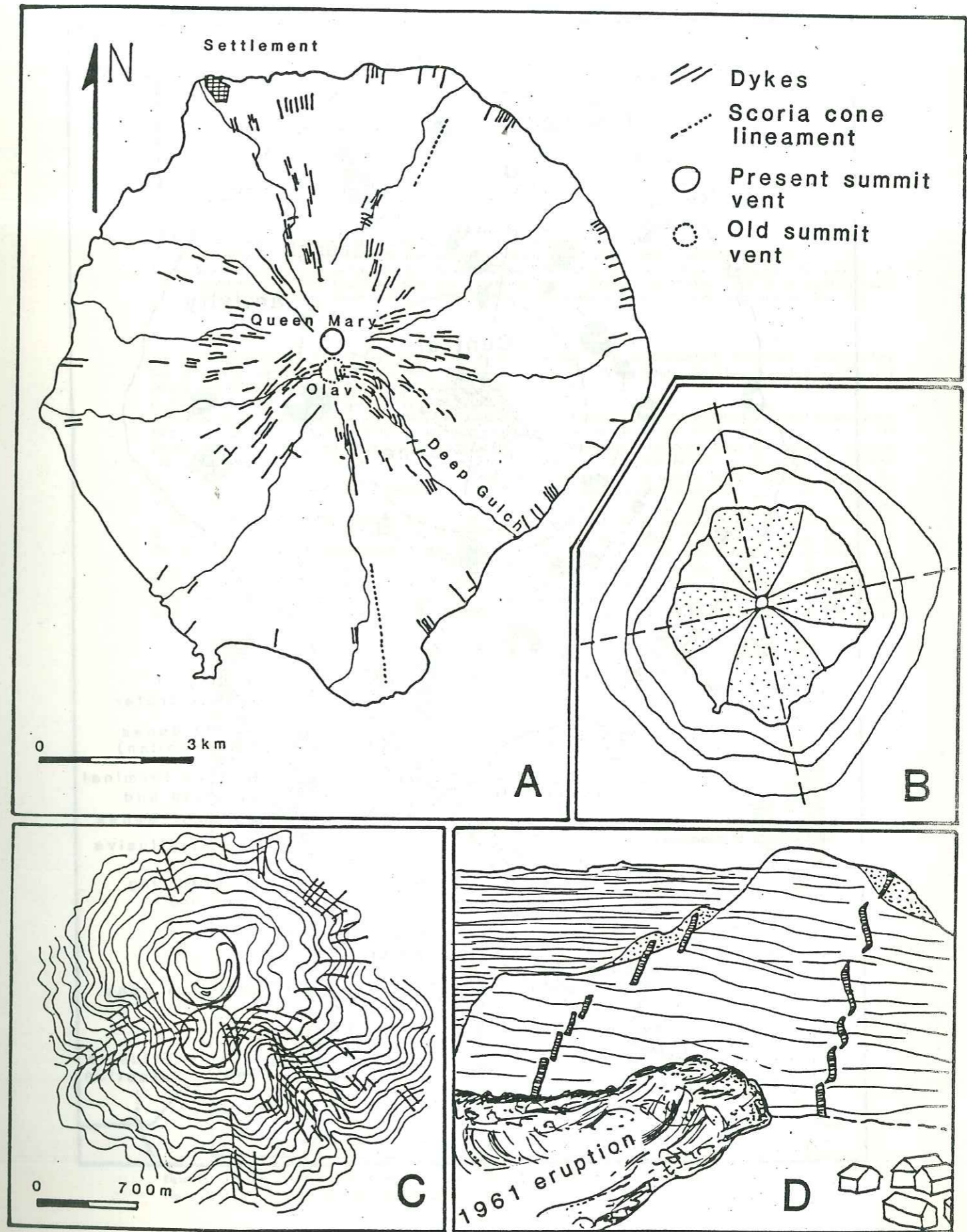


Fig 3

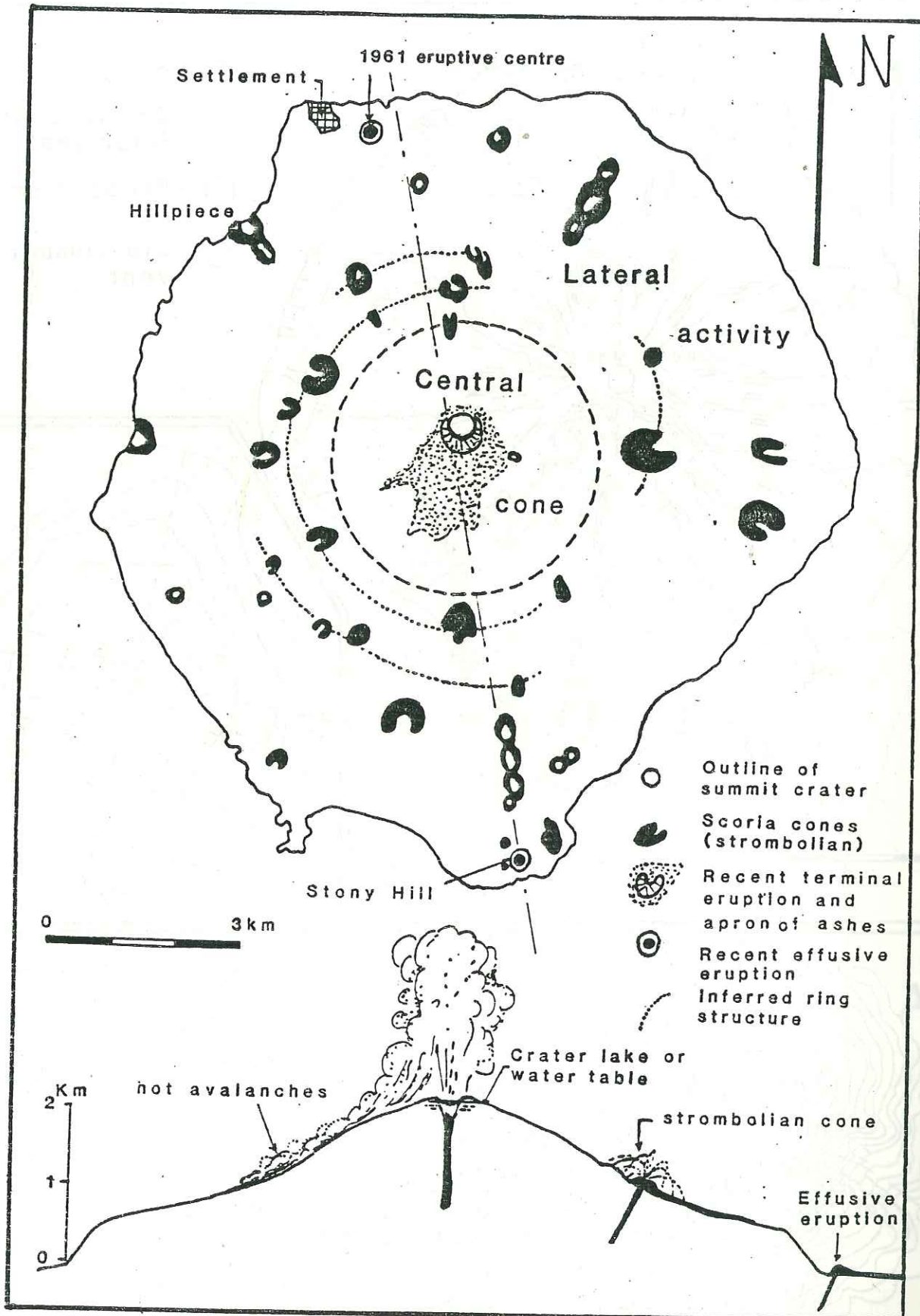


Fig. 4.

VOLCANOLOGY OF POSSESSION ISLAND, CROZET ARCHIPELAGO (TAAF)

L. Chevallier and J. Nougier, *Laboratoire de Geologie, 33 rue Louis Pasteur, 84000 Avignon, France.*

J.M. Cantagrel, *Laboratoire de Geologie, 5 rue Kessler, 63031 Clermont-Ferrand Cedex, France.*

Abstract This paper summarises the evolution of the composite oceanic volcano of Possession Island and includes four studies:

- volcano-tectonism:** five phases in three structural cycles are characterised by ringfeeders and radial and linear-rift systems produced by tectonics and pressures exerted from the magma chamber.
- petrography:** includes an alkali suite of ankaramitic-olivine-basalts and feldspar basalts and underlying basanites and phonolites; mineral assemblages of the eruptive rocks are correlated with structural data and activity of the magma chamber.*
- geochemistry:** 34 representative samples of distinct phases specify the evolution of Na-alkali magma via fractional crystallisation.
- geochronology:** three cycles, the first being the longest and dated at over 8 Ma, whereas the second (very active) has been going on for 0.3 Ma; the third cycle continues to be present. Correlations with the eastern island of the archipelago indicate that: both volcanoes belong to the same magmatic province; there is no chrono-spatial evolution but rather simultaneous build up; and the activity is connected to the structure and to oceanic floor motion.

The Crozet Archipelago lies on an oceanic plateau located at the boundary between magnetic anomalies 30 and 31 of Upper Cretaceous oceanic floor derived from the western and eastern Indian ridges (Schlich, 1975, Goslin et al., 1981, Figure 1A). The Crozet plateau, as outlined by the 2000 m isobath consists of a broad western platform from which emerge the Ile aux Cochons and the remnant islands of the Pingouins and Apôtres, and a similar eastern platform including the two islands of Possession and Est (Figure 1B).

Chronostratigraphic and structural evolution of Possession Island

Geological mapping (Chevallier, 1981) and a volcano-structural study (Chevallier and Nougier, 1981) were recently carried out on Possession Island. Five major volcanic phases were recognised.

Phase I formations (Figure 2) outcrop at the western end of the island on Rocher des Moines. They consist of a pile of palagonitized hyaloclastites with fossiliferous beds rich in mussels and peccens alternating with detrital materials (Figure 3). Rocks of this series are

too altered to be dated isotopically. They appear to reflect shallow submarine volcanic activity uplifted by recent tectonic movements of phase V.

Phase II corresponds to the development of a subaerial strato-volcano that now comprises the island basement (IIa); the central part is cut by dyke system (IIb). The succession comprises a sequence of thick flows apparently derived from the west, with interbedded detrital material increasingly abundant towards the top. Using K/Ar methods, the middle part of the series has been dated at 8.1 ± 0.6 Ma and a lava flow from near the summit has yielded an age of 2.7 ± 0.8 Ma (Figure 3 and Table 1). Because of the lack of feeder dykes within the succession, we can deduce that the lavas were derived from an upper cone in the central part of the strato-volcano now located at the west side of the island. The intrusive system (IIb) which intersects the volcano is composed of linked ring dykes. The geometric centre of this structure, presumably corresponding to the volcano centre, is located offshore, to the west of the island (Figure 2). Two kinds of intrusion

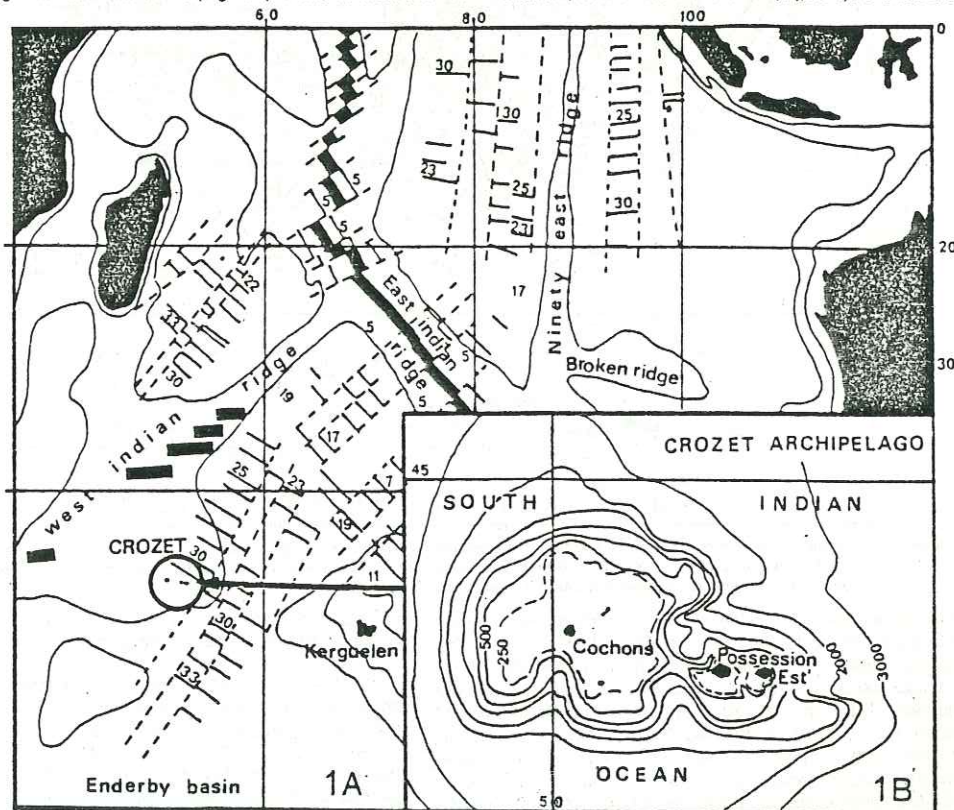


Figure 1A. Fracture zones and magnetic lineations of the southwestern part of the Indian Ocean after Schlich (1975); Goslin et al. (1981).
Figure 1B. Bathymetric sketch map of the Crozet Archipelago.

TABLE 1: Geochronological data of lava series from Possession Island

Sample No	Nature	K %	Ar ₄₀	Atm At %	Age (Ma)
1 (R 9417)	ankaramite (phase IV)	1.30	0.0479	84.0	0.53 ± 0.09
2 (R 9418)	ankaramite (phase IV)	0.769	0.0349	87.4	0.65 ± 0.15
3 (R 9251)	ankaramite (phase IV)	0.753	0.0376	86.4	0.70 ± 0.15
4 (R 9419)	Ol. basalt (phase III)	1.08	0.0541	83.4	0.72 ± 0.11
5 (R 9253)	Feldspathic basalt (ph. III)	1.70	0.120	85.7	0.80 ± 0.20
6 (R 9252)	phonite (phase III)	4.64	0.332	50.5	1.03 ± 0.04
7 (R 9255)	basalt (phase II ₁)	2.31	0.206	89.9	1.30 ± 0.4
8 (R 9416)	picritic basalt (phase II ₂)	0.218	0.0409	95.2	2.70 ± 0.8
9 (R 9286)	Ol. basalt (phase II ₁)	0.513	0.290	70.5	8.10 ± 0.6

Analyst: CNRS, L.A. 10; Clermont-Ferrand.
For location of samples, see map Fig. 2. Samples 3 to 9 are also analysed for geochemistry (see Table 2).

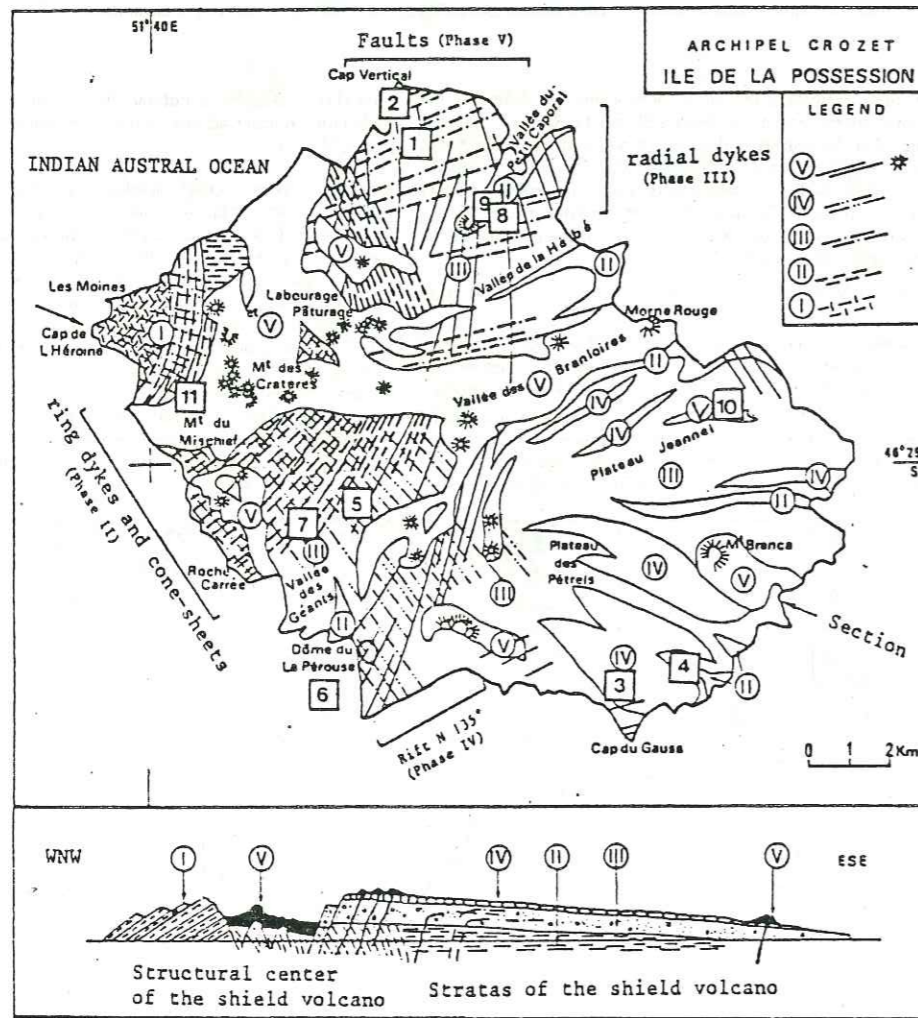


Figure 2. Schematic volcano-structural map of Possession Island and section WNW-ESE (from Chevallier and Nougier, 1981; Chevallier, 1982). I: Moines' series; II: strato-volcano, ring-dykes; IV: plateau basalts and rift N135°; V: Strombolian volcanism and volcano-tectonic faults and strombolian volcanoes. 1 to 11: location of samples quoted on Tables 1-2 and Figure 3.

can be distinguished, the oldest and most numerous being dipping outward ring dykes dated at 1.3 ± 0.4 Ma; these are cut by less numerous dipping inward cone sheets (Figure 3). According to the numerical models of stress distribution over a magma chamber (Anderson, 1936) and to geological studies samples in Scotland (Clough et al., 1909) or Reunion Island (Chevallier and Vain Perignon, 1982), these basaltic ring intrusions appear to be caused by decreasing magma pressure and consequent cauldron subsidences inside the volcanic pile. In Possession Island some normal faults connected with conic intrusions and thick detrital deposits in the upper part of the succession are compatible with the subsidence theory and with a quiescent period towards the end of the phase II. The size of the Possession ring structure (diameter, thickness of

injected zone, geometry of dykes) indicates that the magmatic chamber had subsided to a depth greater than 5 km.

Phase III rocks unconformably overlie the phase II formations the lowest representative being a basal conglomerate 10 to 50 m thick and composed of coarse torrential deposits. The upper part of the succession is composed of detrital material interbedded with flows and sills that become more numerous towards the top (Figure 3). The lavas were fed from a huge radial dyke system converging towards a volcanic centre now located in the western part of the island (Figure 2). The earlier intrusion of the La Pérouse plug in the south of the island has been dated at 1.03 ± 0.4 Ma. Two sills of the series have been dated at 0.8 ± 0.2 Ma and 0.72 ± 0.11 Ma.

Phase IV is due to activity along a rift zone that trends 135° . Two samples have been dated at 0.7 ± 0.15 and 0.53 ± 0.09 Ma. The intrusive zone is more than 5 km wide and 12 km long with, on average, one dyke every 10 m. A few of these intrusions have poured out to form vast 10 m thick plateau forming flows. In the western part (Rocher des Moines) there is a second rift direction aligned at 105° . The Possession rift extends beyond the structural limits of the volcano and corresponds to a major extensional zone within the oceanic crust. Its origin may be connected with the old structures of the Crozet basin (Late Cretaceous magnetic anomalies 31-32). Phase IV was followed by a glacial epoch which carved wide U-shape valleys such Branloires, Hébé and Géants Valleys.

Phase V is represented by recent or near recent volcanism prior to the Flandrian transgression dated at 5,500 years (Fairbridge, 1961). This volcanism is characterised by strombolian scoriaceous cones and some lava flows. Most of the cones together with the phase V dykes are aligned parallel to a submeridional fracture network that delimits horst and grabens (Figure 2). This phase of tectonism may have

caused the tilting of the volcano complex that led to the development of the coastal cliffs of Est Island, and appears to be linked to dextral motions along submeridional faults, now recorded by a conjugate $70-80^\circ$ network of fractures and dykes, folding of older intrusions, rotation of the Moines' block hyaloclastites (phase I), stripe carbonate deposits and flattened dykes. The deformation is not related to local stresses within the volcanic structure but it is a regional phenomena which can be observed also on the other islands of the Crozet Archipelago. It probably results from motions of the oceanic floor.

Petrography of Possession Island lavas

Previous petrographic studies have been carried out by Reinisch (1908), Tyrrell (1937) and Lacroix (1940) without any stratigraphic or structural information context. In the present study we have attempted to emphasise correlations between stratigraphy, structure, and petrology.

Phase I and IIa flows are composed of picritic olivine basalt. The submarine phase I lavas are glassy whereas the subaerial lavas of

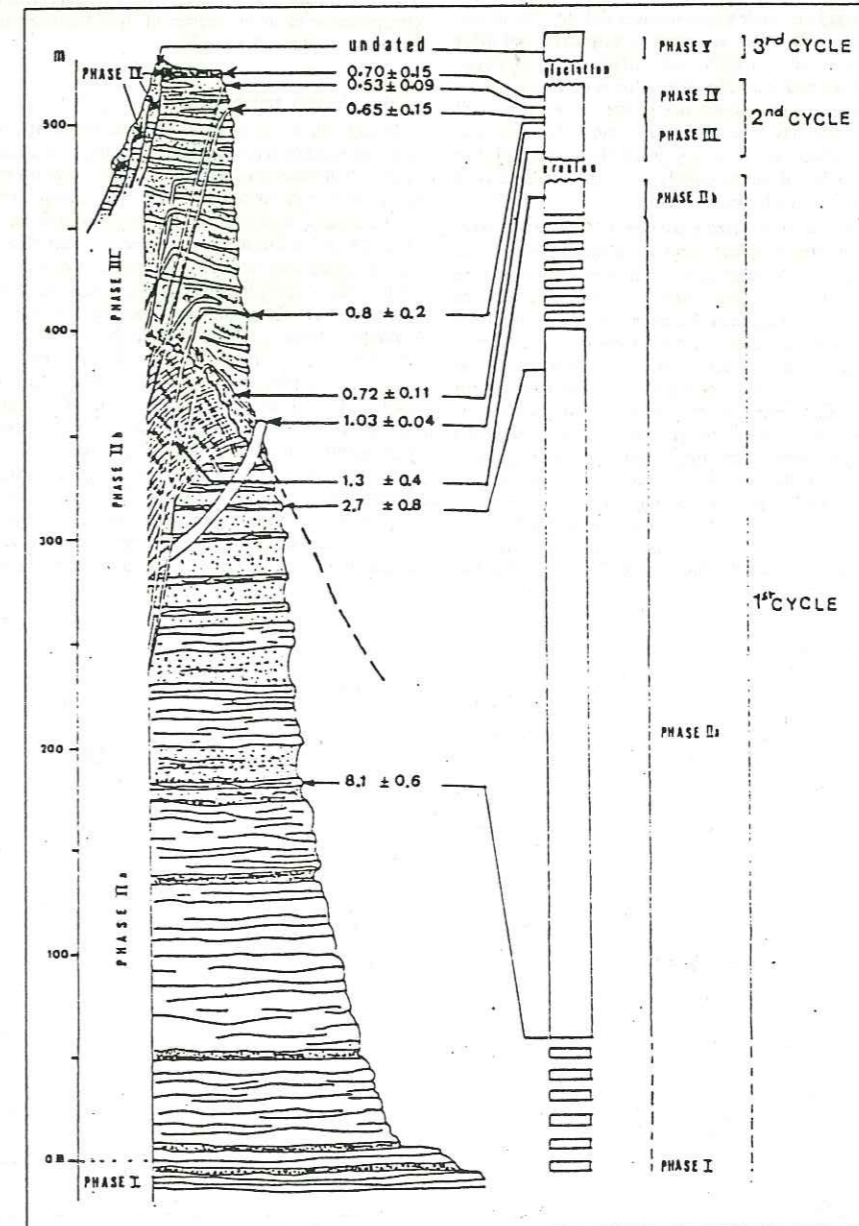


Figure 3. Chronostratigraphic log of Possession Island sequence. For geochronological data, see Table 1.

phase II are porphyritic. Phenocryst phases include augite (2-3 mm length) some of it titaniferous, olivine (1-2 mm) commonly iddingsitised, titanomagnetite (square section 0.2 to 1 mm) and some scarce labradorite. The groundmass is dominated by an angular feldspathic framework defining a fluidal texture with clinopyroxenes, olivine, apatite and magnetite.

The dykes of phase IIb are basanites with a sparsely porphyritic texture. Phenocrysts include augite that is commonly altered to calcite and chlorite, iddingsitised olivine and some largely sericitised plagioclase, (An₆₀). The groundmass is composed of strongly sericitised microliths of plagioclase, altered clinopyroxene, brown hornblende and needle-like dark magnetite. Like the feldspars, nepheline is strongly altered and hardly recognisable. A light coloured felsic tristanite dyke was observed in this intrusive system. The rock has a fluidal texture defined by feldspar phenocrysts and sericite. Intrusion of the ring structure system was accompanied by hydrothermal alteration that affected the whole strato-volcano. Calcite, chlorite and zeolite (probably heulandite) are abundant as amygdaloids and other cavity fillings. Rare epidote (zoisite and pistacite) has developed within the groundmass and in cavities. Alteration is very strong in the intrusive zone, in the centre of the volcanic edifice in the western half of the island. Pyroxene has been altered to calcite and chlorite and olivine is strongly iddingsitised. The felsic ground mass and nepheline are hardly recognisable and almost entirely sericitised. Hydrothermal quartz has developed inside feeder dykes zone.

Phases III and IV exhibit an inverted petrological sequence: differentiated lavas were erupted first and cumulate phenocryst-rich lavas last. The intrusion "La Pérouse" plug, comprises early nepheline phonolite of phase III. A fluidal texture is defined by feldspar (sanidine and anorthoclase) automorphic microliths and microphenocrysts: Nepheline occurs as large polycrystalline patches or as square automorph crystals. Aegirine augite occurs as microliths and microphenocrysts. The first lava flows are porphyritic felsic basalts with a fluidal texture defined by plagioclase (An₆₀) phenocrysts, brown hornblende and augite. The plagioclase rich groundmass includes some clinopyroxene microliths. Ankaramitic olivine basalts in the middle part of the sequence contain augite, olivine and labradorite (An₆₀) phenocrysts. The microlitic groundmass is composed of plagioclase and clinopyroxene scattered through a dark glassy matrix. Ankaramitic flows in the upper part of the series are characterised by huge zoned augite grains (up to 1 cm), smaller olivine

(1-2 mm) and less abundant labradorite. The groundmass comprises 50-60% of the lava with the same minerals together with magnetite. Some gabbros occur in the rift dykes and consist of augite or diallage (partially replaced by brown hornblende), hypersthene, biotite and altered plagioclase.

Phase V comprises a differentiated suite ranging from felsic basalt flows to intrusive phonolites. The felsic basalts have a porphyritic texture with phenocrysts of augite (some of them zoned aegirine augites) and plagioclase (An₆₀₋₈₀). Whereas the phonolites have a fluidal texture with phenocrysts including zoned sanidine and anorthoclase. Nepheline occurs in polycrystalline aggregates and is locally replaced by hauyne. Other phenocrysts include aegirine augite, aegyrine, sphene and brown hornblende.

Petrographic summary Possession Island is dominated by a suite of alkali basalts and their derivatives, typical of many oceanic islands. The differentiation series ranges from cumulate lavas with olivine and clinopyroxene to small volumes of dyke-basanites of phase IIb and phonolite of phases III and V.

Major element geochemistry

34 rocks have been analysed and nine representative analyses from different volcanic series are listed in table 2. The silica/alkali diagram (Figure 4) illustrates the alkalic characteristics of the Possession Island lavas. According to Middlemost's classification (1980) olivine and picritic basalts of phases I and IIa are included within the alkali basalt field. The phase IIb intrusive basanitic system plots in the undersaturated alkali lava field. The ankaramitic olivine basalts (basalts), felsic basalts (trachy-basalts) represent phase III. A phonolite plots in the trachytic field owing to secondary hydrothermal albitisation (Sample 6, Table 2). Phase IV ankaramites and gabbros plot in the transitional basalt field and the differentiated suite of phase V (trachy-basalt, tristanite, phonolite) stands out clearly on the diagram, total alkalis ranging from 12 to 13%. The AFM diagram (Figure 5) is consistent with the usual differentiation trends, especially within the limits outlined by Borley (1974) for various islands of the Indian ocean. The Na₂O-K₂O-CaO diagram (Figure 6) highlights the homogeneity of the alkali lavas. In phase V, the excess of Na₂O is reflected by the presence of both aegirine augite and even aegyrine. The tetrahedron diagram from Yoder and Tilley (1962) clearly shows several magmatic phases discriminated by normative nepheline (Figure 7).

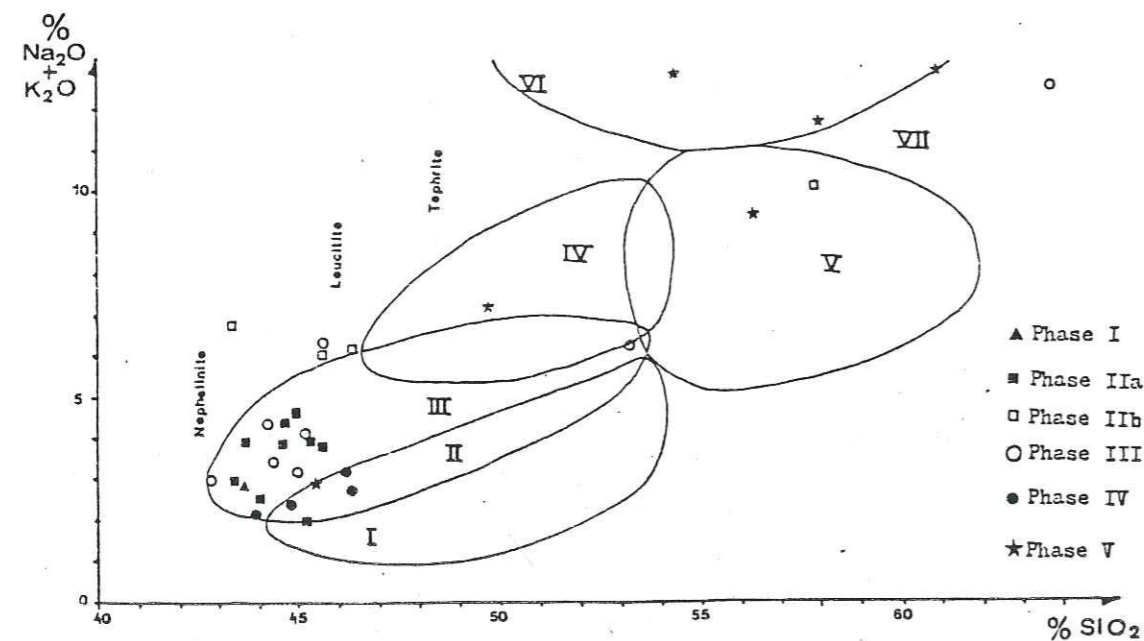


Figure 4. Alkali/Silica diagram of Possession lavas. I to VII: areas after Middlemost (1980) nomenclature; I: sub-alkali basalts; II: transitional basalts; III: alkali basalts; IV: trachy-basalts (s.e.)—if Na₂O/K₂O > 1: hawaiite—if Na₂O/K₂O < 1: trachy-basalts (s.s.); V: trachy-andesite (s.l.)—if Na₂O/K₂O > 1.5: benmoreite, if Na₂O/K₂O < 1.5: tristanite; VI: phonolite; VII: trachyte.

TABLE 2: Characteristic representative chemical analyses from Possession Island. For location of samples; see map, Fig. 2.

	Phase IIa		Phase IIb		Phase III		Phase IV		Phase V	
	9	8	7	6	5	4	3	10	11	
SiO ₂	42.00	43.85	43.50	63.00	40.80	44.50	45.90	57.50	48.95	
Al ₂ O ₃	12.90	10.05	14.50	19.10	13.80	15.10	13.00	19.50	17.65	
FeO	9.85	5.22	5.33	2.50	7.05	4.79	4.41	3.58	5.56	
MgO	2.75	5.21	6.37	—	5.36	7.67	6.66	1.01	3.91	
CaO	10.80	15.00	4.85	.40	8.10	8.40	11.50	1.10	4.70	
Na ₂ O	12.40	13.50	10.30	1.10	9.80	11.50	12.20	3.50	7.70	
K ₂ O	2.30	1.50	3.00	6.60	2.10	3.00	2.00	6.80	4.60	
TiO ₂	.55	.35	2.60	5.70	1.90	1.40	1.20	4.80	3.00	
MnO ₂	2.90	2.20	3.10	.40	3.20	3.00	2.50	1.30	2.50	
H ₂ O ⁺	.20	.16	.19	.15	.18	.20	.18	.23	.19	
H ₂ O ⁻	2.04	1.62	4.99	.90	4.19	.24	.37	.26	.17	
H ₂ O	.73	.35	.72	.10	2.58	.21	.10	.02	.13	
TOTAL	99.42	99.01	99.45	99.95	99.06	100.01	100.02	99.60	99.06	
Or	3.37	2.13	16.41	34.07	12.18	8.32	7.13	28.59	17.97	
Ab	11.09	9.24	11.62	56.37	12.30	10.42	12.37	41.17	23.54	
An	24.02	20.23	19.61	5.52	24.46	23.67	23.02	8.52	18.84	
Na	4.89	2.07	8.36	—	3.76	8.16	2.50	9.05	8.58	
Di	30.82	38.15	27.70	—	21.95	26.81	29.87	5.98	15.44	
Hy	—	—	—	.84	—	—	—	—	—	
Mt	1.14	7.80	8.24	—	9.30	6.98	6.42	.24	6.04	
Il	5.70	4.31	6.28	.32	6.59	5.73	4.77	2.49	4.81	
He	9.40	—	—	2.53	1.23	—	—	3.44	1.46	
Ol	9.57	16.07	1.78	.26	8.25	9.94	13.92	—	3.33	
D.I.	19.3	13.4	36.4	90.4	28.2	26.9	22.0	78.8	50.1	
S.I.	42.7	56.0	22.4	2.7	34.0	33.9	45.4	6.5	22.2	

Sample 9: Ol-basalt; Petit Caporal valley, right side; K/Ar age 8.1 ± 0.6 Ma
 8: picritic basalt; Petit Caporal valley, top of the unit; K/Ar age 2.7 ± 0.8 Ma
 7: basanite, Geants valley ring-dykes; K/Ar age 1.3 ± 0.4 Ma
 6: miaskite phonolite; La Pérouse plug; K/Ar age 1.03 ± 0.04 Ma
 5: feldspar-basalt; Geants valley, left side; K/Ar age 0.8 ± 0.2 Ma
 4: Ol-ankaramitic basalt; Cirque de Noel; K/Ar age 0.72 ± 0.11 Ma
 3: ankaramite; Petrels plateau; K/Ar age 0.70 ± 0.15 Ma
 10: miaskite phonolite; Jeannel plateau dyke
 11: trachy-basalt; Mont des Crateras flow
 All data from CNRS (L.A. 10) Clermont-Ferrand. Norms are calculated free of water
 Computer program written by J-L. Lancel; Faculté des Sciences Avignon

Samples defining field A are parallel to the olivine-diopside line whereas those from field B (intrusive ring dyke system) record a significant nepheline increase in the basanites. In field C (phases III-IV) nepheline is less abundant and but it is at increased levels again in field D (Phase V). The MgO differentiation index (D.I.) diagram (Figure 8) shows a negative correlation in agreement with differentiation through fractional crystallisation processes. Three parallel magmatic trends are apparent: the first one corresponds to the flows of phases I-IIa and the late intrusive system of phase IIb and suggests an increasingly differentiated magma remaining in a magmatic chamber and gradually cooling and becoming isolated from the surface. The second trend (phases III-IV) shows an inverse evolution; lavas trend towards cumulate compositions and correspond to the rifting of phase IV. The third trend (phase V) reflects the final phases of differentiation following a period of quiescence after phase IV.

The Na₂O-D.I. diagram (Figure 9) indicates a selective K₂O enrichment during differentiation and the three previously described trends (Figure 8) can still be recognised. Petrographic and geochemical trends observed in volcanic rocks from Possession Island reflect the volcano-structural evolution of the island; they are controlled by

nepheline, K-feldspar and titanomagnetite fractionation; picritic lavas and ankaramites are cumulate types. Starting with a Na-alkali basalt parent, magmatic evolution appears to have been controlled by opening and closing of the magma chamber.

Evolutionary model of Possession Island volcano

From chronostratigraphic, structural and petrologic data we have established three main cycles of volcanic activity. Two periods of quiescence are represented by erosive surfaces which now form unconformities (Figure 10).

The first cycle of activity lasted more than 7 Ma and corresponds to the development of a huge strato-volcano, 40 km in diameter. The alkalic magma that welled up in the central zone formed a relatively undifferentiated locally picritic olivine basalt, with a low and constant percentage of normative nepheline (phase I-IIa). The ring system (phase IIb) was intruded at depth, and corresponds to a break in surface activity. Dykes were apparently emplaced during a very short time interval (some thousand or hundred thousand years, Figure 3). During this time, the alkalic basalt parent magma in the now closed

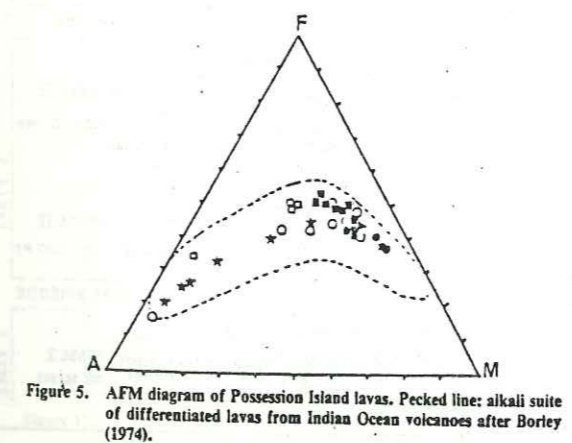


Figure 5. AFM diagram of Possession Island lavas. Pecked line: alkali suite of differentiated lavas from Indian Ocean volcanoes after Borley (1974).

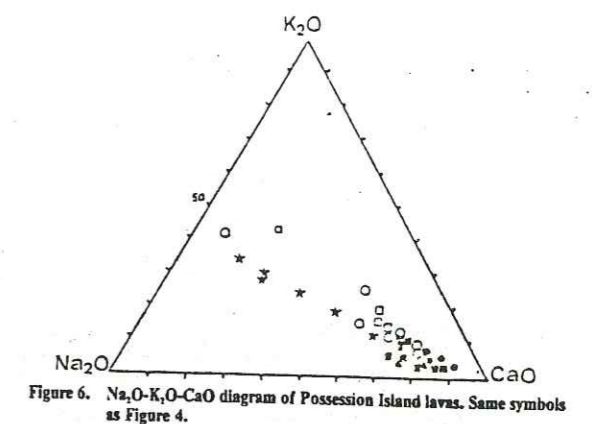


Figure 6. Na₂O-K₂O-CaO diagram of Possession Island lavas. Same symbols as Figure 4.

magma chamber at more than 5 km in depth was perhaps differentiating along a basanite trend. The intrusive activity metamorphosed the whole volcano (epidote zeolite facies).

The second cycle (phases III-IV) extended over about 500,000 years and was preceded by a period of intense erosion over 270,000 years while a new alkalic parent magma was apparently differentiating at depth. When volcanic activity was renewed, lavas were erupted along radial fractures and became less differentiated but more abundant with the time. The maximum activity took place during phase IV (170,000 years) with opening of the 135° trending rift giving access to a deep primary magma (ankaramites and gabbros). This observation is consistent with a model in which magma was drawn from different levels of a magma chamber with an increase in the rate of rifting.

A second period of quiescence after phase IV corresponds to a glacial episode. During this time, magmatic differentiation may have occurred, with tectonic movements at Est, Cochons and Pingouins Islands perhaps being related to the reactivation of volcanism on Possession Island. Lavas which reached the surface or remain trapped along fissures include trachy-basalts, tristanites and intrusive phonolites. The small amount of lavas, is due to the fact that the third cycle (phase V) did not last longer than a few thousand years.

Volcanological correlations inside the Crozet Archipelago

Geological units of Est Island described by Gunn et al., 1970, 1972; Cantagrel et al., 1980; LaMeyre and Nougier, 1982, show many stratigraphic and chronological similarities to those of Possession Island. Three main activity cycles separated by two periods of quiescence can be recognised on Est Island and are apparently synchronous to those observed on Possession Island (Figure 11). The first cycle on Est Island corresponds to the development of a primitive volcano in which a gabbroic plutonic complex was intruded at 8.75 Ma. A younger monzo-dioritic dyke system may be related to the observed epidote-zeolite facies metamorphism of the host-rock basement. This cycle could be equivalent to phases I and II, described on Possession Island although a stratified gabbroic complex was not observed in the Moines series (phase I) there. K/Ar ages range from about 8 Ma to 1.3 Ma implying about 7 Ma for the first cycle of volcanism although the oldest rocks observed on Possession and Est Islands could not be dated. The other cycles lasted only about 1 Ma in which time most of the subaerial part of the volcano was formed. The second cycle observed on Est Island starts with a basal conglomerate unconformably overlying first cycle rocks. The upper part comprises a very thick sequence of flows and agglomerates. A dyke system trending 110° intrudes the series and may be the equivalent to the 135° dyke system observed on the Possession Island. This dyke direction which is due to a recent (age 0.7 Ma) volcanic rift may be correlated with the 120° direction of magnetic anomaly 31 identified on the northeast side of the Crozet plateau (Figure 1A). This anomaly

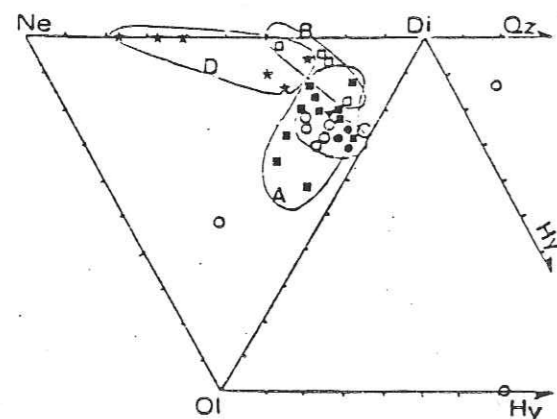


Figure 7. Tetrahedron diagram after Yoder and Tilley (1962), of Possession Island lavas. Field A: phases I and IIa; build up of the strato-volcano. Field B: phase IIb; intrusive ring system. Field C: phases III and IV; volcano-detrinitic sequence and plateau flood basalt associated with sills, radial dykes and rift system. Field D: phase V; strombolian volcanism.

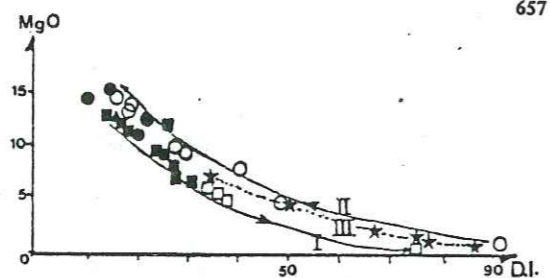


Figure 8. MgO differentiation index of Possession Island lavas (D.I. = $Ab + Or + Ne$) after Thornton and Tuttle (1960). Symbols explanation, see Figure 4. I, II, III: magmatic trends; explanation in text. Arrows indicate the chronological volcanic process.

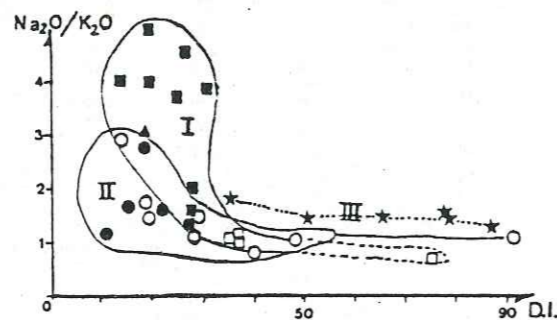


Figure 9. $Na_2O/K_2O/D.I.$ I, II, III: magmatic trends; explanation in text.

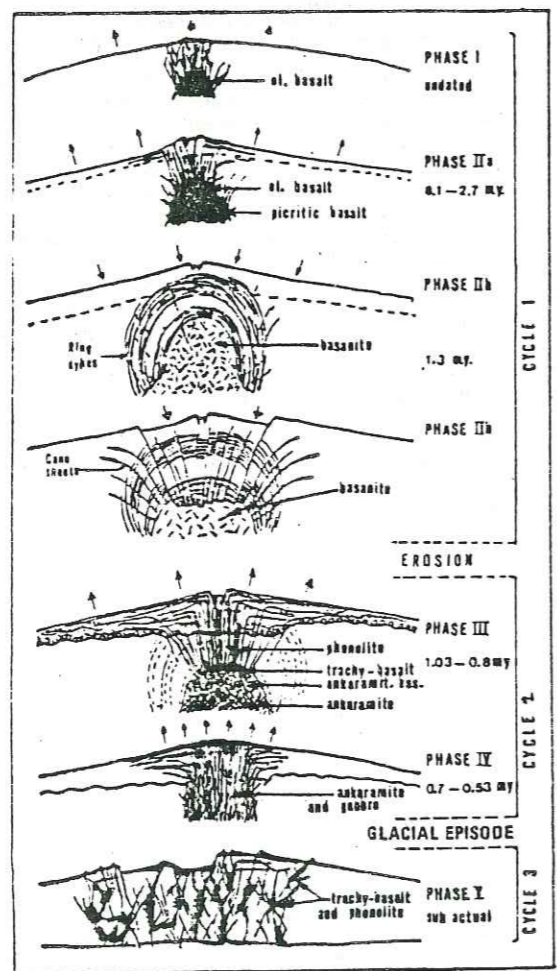


Figure 10. Magmatic-structural evolution of Possession volcanoes.

direction may in turn be due to reactivation of older oceanic structures.

The third cycle of Est Island can be correlated directly with that on Possession Island but is less voluminous.

The western group of Crozet islands (Figure 1B) have been recently explored (Boudon, 1982). Strata from the basement of Pingouins, Apôtres and Cochons Islands may be the equivalent of the second cycle on the eastern group (Figure 11). The surface of the island is completely covered by the products of abundant recent volcanism (strombolian cones and lava flows) related to submeridional regional collapse tectonism. This volcanism belongs to the third activity cycle of the Crozet plateau and active submeridional tectonic structures observed on all islands can perhaps be correlated with the regional pattern of the ocean floor. The recent resurgence of volcanism is characteristic of the last ten thousand years and affects the whole Indian ocean floor. During this period Heard, St-Paul, Amsterdam, Bouvet, Marion, Prince Edward, Fournaise volcano on Reunion, Karthala volcano on Grande Comore, strombolian cones and maars of Mayotte, Anjouan and Mauritius were developing together with unknown numbers of submarine volcanoes.

Correlations between islands of the eastern group can be made on the basis of petrographic data. On Est Island, an ankaramitic basalt-oceanite-olivine-basalt-felsic basalt suite occurs with more differentiated hawaiites. On Possession Island the differentiation suite appears to be more complete with tristanite and phonolite, but systematic research has not yet been carried out on Est Island. In spite of some lithological variations (plutonic bodies, sequence thickness, degree of differentiation) we can assert that the eastern Crozet group is a single volcano-structural area and a single petrographic province with a parental alkalic magma. Rhythmic activity has taken place for more than 8 Ma. More recent cycles of activity have apparently affected the whole plateau and appear to be related to tectonism linked to motions, and the structure of the oceanic floor. Determination of absolute plate motions over an Indian Ocean hot spot network shows that the Crozet submarine Plateau is not likely to have been emplaced by such motions (Goslin et al., 1981). The origin of

Crozet Island's volcanism, as with many Indian Ocean volcanoes, may be related to the structure of the oceanic floor.

Acknowledgements The field work (February-April, 1980) and laboratory work were supported by Mission Recherche of the Territoire des Terres Australes et Antarctiques Françaises. This support is gratefully acknowledged.

REFERENCES

ANDERSON, E.M., 1936: The dynamics of the formation of cone-sheets, ring-dykes and cauldron subsidence. *R. Soc. Edinb., Proc.*, 56, 128-57.
 BORLEY, G.D., 1974: Oceanic islands in Sorensen, H. (ed.) *Alkaline rocks*, Wiley Interscience Pub., London, 311-30.
 BOUDON, G., 1982: Première reconnaissance volcanologique du groupe occidental de l'archipel Crozet. *C.R. Ac. Sc., Paris*, in press.
 CANTAGREL, J.M., LAMEYRE J. and NOUGIER, J., 1980: Volcanologie et géochronologie d'une île volcanique, île de l'Est (archipel Crozet). *Int. Geol. Congr. Abstr.*, 26, 1, 27.
 CHEVALLIER, L., 1981: Carte géologique de l'île de la Possession avec notice. *CNRA*, 30.
 CHEVALLIER, L. and NOUGIER, J., 1981: Première étude volcano-structurale de l'île de la Possession, îles Crozet (TAAF), Océan Indien Austral. *C.R. Ac. Sc. Paris*, 292, 363-8.
 CHEVALLIER, L. and Vatin Perignon, N., 1982: Volcano-structural evolution of Piton des Neiges, Reunion Island, Indian Ocean. *Bull. Volcan.*, in press.
 CLOUGH, C.T., MAUFE, H.B. and BAILEY, E.B., 1909: The cauldron subsidence of Glencoe and the associated igneous phenomena. *Geol. Soc. Lond., Q. J.*, 65, 611-74.
 FAIRBRIDGE, R.W., 1961: Eustatic changes in Sea Level. *Phys. Chem. Earth*, 4, 99-185.
 GOSLIN, J., RECO, M. and SCHLICH, R., 1981: Mise en place et évolution des plateaux sous-marins de Madagascar et de Crozet. *Soc. geol. Fr., Bull.*, 23, 609-18.
 GUNN, B.M., COY-YLL, R., WATKINS, N.D., ABRANSON, C.E. and NOUGIER, J., 1970: Geochemistry of an Oceanite-Ankaramite-Basalt suite from East Island, Crozet Archipelago. *Contrib. Mineral. and Petrol.*, 28, 319-39.
 GUNN, B.M., ABRANSON, C.E., WATKINS, N.D. and NOUGIER, J., 1972: Petrology and Geochemistry of isles Crozet; a summary; in Adie, R.J. (ed.) *Antarctic Geology and Geophysics*, Universitetsforlaget, Oslo, 825-9.
 LACROIX, A., 1940: Les laves des volcans inactifs des Archipels Marion et Crozet. *Mem. Mus. Hist. Nat., Paris*, 14, 47-62.
 LAMEYRE, J. and NOUGIER, J., 1982: Geology of Ile de l'Est, Crozet Archipelago (TAAF); in Craddock, C. (ed.) *Antarctic Geoscience*, Univ. Wisconsin Press, Madison, 767-70.
 MIDDLEMOST, E.A.K., 1980: A contribution to the nomenclature and classification of volcanic rocks. *Geol. Mag.*, 117, 51-7.
 REINISCH, 1908: Gesteine von der Possession Insel (Crozet gruppe). *Di. Sudpolar Exped.*, 2, H.T., 4, 235-43.
 SCHLICH, R., 1975: Structure et âge de l'Océan Indien Occidental. *Soc. geol. Fr., Mem. Hors Ser.*, 6.
 THORNTON, C.P. and TUTTLE, O.F., 1960: Chemistry of igneous rocks. I. Differentiation Index. *Am. J. Sci.*, 258, 664-84.
 TYRRELL, G.W., 1937: The petrology of Possession Island. *Rep. BANZ Ant. Res. Exped. 1929-31. Rept. Ser. A., 5, 2(4)*, 57-68.
 YODER, H.S. and TILLEY, C.E., 1962: Origin of basaltic magmas. *J. Petrol.*, 3, 342-532.

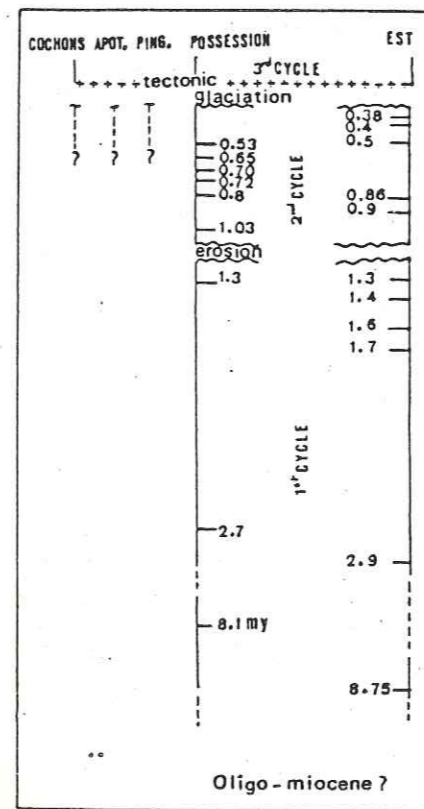


Figure 11. Spatial and chronological relationships in the Crozet Archipelago.

Annexe VII

Evolution structurale du volcan actif du Piton de la Fournaise, Ile de la Réunion - Océan indien occidental

L. CHEVALLIER

*Institut Dolomieu, Géologie,
rue Maurice Gignoux, 38000, Grenoble.*

P. BACHELERY

*Université de Clermont Ferrand, Laboratoire de Géologie,
5 rue Kessler 63000, Clermont Ferrand.*

ABSTRACT

This structural study shows that the Piton de la Fournaise volcano was built over four periods separated by 3 calderas. Each stage, dated by K/Ar and CI4 data, and characterized by its own stratigraphy, intrusive system and collapses, is analysed in detail. The stratigraphical study shows lithological and petrological units within some of these stages. The lavas of Piton de la Fournaise are alkaline basalts ranging in composition from picrite to hawaiite. The feeder dikes systems are radial and converging to the volcanic paleocenters of each period. However, the majority of intrusions and surface cones are concentrated along rifts named «Reunion type» because of their width. The uplift of magma in these rift zones causes displacement and sumpling of the unsupported seaward flank of the volcano. Collapse structures with variable diameter, formed at different phases of the volcano history. Some are compared to calderas in relation to an intermediate magma chamber, others seem to be due to the bulge and stretch of the massif. The 3 calderas of great size (8-15 km) separating each stage are related to a lower and larger magmatic chamber. This geological study of Fournaise leads us to propose an evolutive pattern of the volcano based on paleogeographical and paleostructural reconstructions. The first Fournaise was built over a rift trending N 120 of the old neighbouring volcano of Piton des Neiges. The activity of this rift progressively decreased all through time with the development of a curved intrusive system where most eruptions took place. As in the Hawaiian rifts, the influence of gravitational stresses is invoked to explain the migration of the intrusive zones.

Bull. Vulcanol., Vol. 44-4, 1981.

RESUME

L'étude structurale du volcan de la Fournaise permet de lui reconnaître 4 grands stades de construction séparés par la mise en place de 3 caldeiras. Chaque stade est d'abord analysé de façon détaillée, avec stratigraphie, système d'alimentation et structures d'effondrement. L'étude stratigraphique fait apparaître, au sein de certaines phases, des unités lithologiques et pétrographiques différentes; Chaque phase est datée par K/Ar ou CI4. Les laves de la Fournaise sont des basaltes à caractères faiblement alcalin ou transitionnel s'étalant des termes océaniques aux termes hawaïques peu nombreux. Les systèmes d'alimentation, matérialisés par les dykes et les cones de surface, sont radiaux aux différents paléocentres volcaniques qui se sont succédés. Néanmoins il existe des axes préférentiels d'intrusion appelés «rift de type Réunionnais» en raison de leur largeur importante. La montée du magma le long de certains de ces axes déstabilise les flancs du volcan qui glissent vers la mer. Des structures d'effondrement, de diamètre variable, apparaissent à différentes époques de l'histoire du volcan; Certaines sont assimilées à des caldeiras en liaison avec une chambre magmatique intermédiaire, d'autres seraient le résultat de gonflements et d'étirements importants à l'échelle du massif. Les 3 caldeiras séparant les phases sont de grandes tailles (8 à 15 km) et sont en relation avec une chambre magmatique profonde. Cette étude géologique de la Fournaise permet de proposer un modèle évolutif du volcan basé sur des reconstructions paléogéographiques et paléostructurales. Le premier massif de la Fournaise s'est édifié dans le prolongement du rift N 120 du volcan voisin ancien du Piton des Neiges. L'

activité de ce rift diminue progressivement au cours des temps au profit du développement d'un système intrusif courbe où se situe à l'heure actuelle la grande majorité des éruptions. A l'image des rifts hawaïens, l'influence des contraintes gravitationnelles est invoquée pour expliquer cette migration des zones intrusives.

INTRODUCTION

L'île de la Réunion (70 km/50 km), entièrement d'origine volcanique est située dans l'Océan Indien Occidental par 21°7 de latitude Sud et 55°32 de longitude Est (Fig. 1). Elle est composée de deux massifs volcaniques: Le Piton des Neiges (3.069 m) au N.W. aujourd'hui éteint et profondément entaillé par l'érosion, et le volcan actif du Piton de la Fournaise (2.631 m) au S.E. (Fig. 2). Ce complexe volcanique repose sur un plancher océanique situé par 4.000 mètres de fond.

Le Piton des Neiges constitue l'armature principale de l'édifice volcanique; son émergence remonte à plus de 2,1 m.a. et son activité s'arrête vers 0,046 m.a. (MCDUGALL, 1971). Son histoire comporte deux grandes étapes: 1) l'édification d'un bouclier primitif d'océanites et de basaltes à olivine de large envergure (50 x 50 km) couronné par une caldeira de type réunionnais, 2) un recouvrement de laves alcalines différenciées (UPTON et WADSWORTH, 1966) liée à une 2^{ème} caldeira caractéristique des volcans composites (cone sheets et ring structures). La structure majeure de ce massif est une large zone d'intrusion de direction N 120 (le rift de la Réunion) et le correspondant à l'allongement de l'île (CHEVALLIER, 1979; CHEVALLIER et VATIN PERIGNON, 1982).

Le Piton de la Fournaise, reposant sur le flanc S.E. du massif ancien, est également un volcan bouclier de 40 km de diamètre entaillé de trois profondes vallées: les rivières des Remparts, Langevin et de L'Est (Fig. 2). Il se compose d'un empilement de laves basaltiques à caractère transitionnel ou faiblement alcalin (UPTON et WADSWORTH, 1972; LUDDEN, 1976; NATIVEL, 1978). Le

début de son activité remonterait à plus de 0,360 M.a., c'est-à-dire au début de la période d'émission des laves alcalines différenciées du Piton des Neiges.

Toutes les datations au K/Ar sur la Fournaise, et sur l'île en général, ont été effectuées par MCDUGALL (1971), BILLARD (1975) y dénombre trois grandes séries volcaniques. La série ancienne, datée de 0,360 m.a. à 0,175 m.a., correspondrait aux pentes à l'Ouest de la Rivière des Remparts et à la Plaine des Sables. Une série intermédiaire, datée de 0,175 m.a. à 0,029 m.a. correspondrait au remplissage de la caldeira, recouvrant presque toutes les pentes du massif par débordement. Une deuxième caldeira, l'Enclos Fouqué, marque la fin de la série et le début du volcanisme actuel.

Le présent travail a pour but de préciser les structures du massif et les différentes phases de construction des appareils précédant l'actuel volcan actif. Cette étude repose essentiellement sur des relevés de terrain destinés à l'établissement d'une carte 1/50.000^{ème} du massif de la Fournaise (à paraître). Les trois larges vallées qui recoupent l'édifice, mettant à jour des niveaux profonds, permettent de déterminer la lithologie des premiers appareils et de suivre l'évolution de leurs structures. Il a été reconnu quatre grandes phases d'édification séparées par la mise en place de trois systèmes calderiques. L'analyse des périodes successives de construction et de leur aspect tectonique conduit à proposer un modèle évolutif de ce volcan.

PHASE I: LE BOUCLIER PRIMITIF

Stratigraphie

Le terrain constituant le premier massif de la Fournaise affleurent essentiellement dans les parois de la Rivière des Remparts. Ils constituent également les pentes de la Commune et du Tampon dont la morphologie de cône partiel, atteste l'existence d'un édifice primitif de

grand diamètre (Fig. 3). Les coulées de la Fournaise reposent, en rive droite de la Rivière des Remparts, en discordance sur les laves de type «pintade» (hawaïtes à phénocrystaux de plagioclase) du volcan du Piton des Neiges. Les coulées superficielles du bouclier ont été datées par la méthode K/Ar entre 0,327 ± 0,010 m.a. et

0,379 ± 0,009 m.a. Elles sont recouvertes dans les hauts de saint Pierre, par les tufs pyroclastiques différenciés du Piton des Neiges (Fig. 3 B).

La série du bouclier primitif est monotone et formée d'un empilement de coulées à surfaces de type «aa» et d'épaisseur métrique. Aucune coupe

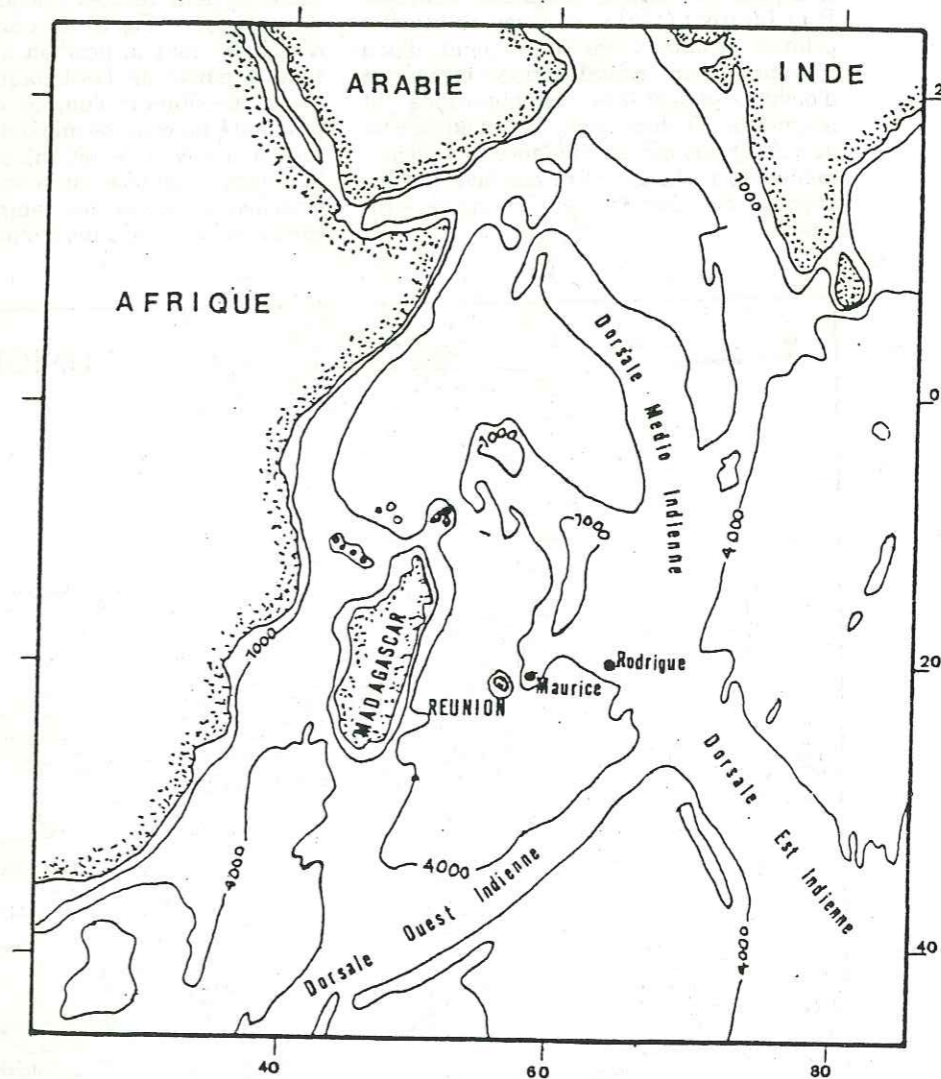


FIG. 1 - Océan Indien Occidental. Localisation de l'île de la Réunion.

complète de cette série n'est possible en raison de l'inaccessibilité des parois où elle affleure. Néanmoins, à l'aide d'observations ponctuelles, elle présente des termes pétrographiques variés depuis les océanites et basaltes à olivine (avec rares basaltes à nodules d'olivine), basaltes à feldspath et olivine, jusqu'aux hawaïtes. Pour LUDDEN (1976), les laves du bouclier primitif résultent essentiellement d'une évolution par cristallisation cotectique d'olivine, plagioclase, clinopyroxène et magnétite. D'autre part, KORNPORST *et al.* (1979) ont mis en évidence des phénomènes de mélange entre ces laves et des apports de magma neuf d'origine profonde.

Structure d'alimentation

Les dykes d'alimentation des coulées du bouclier primitif recoupent les parois des rivières des Remparts et Langevin et s'agencent selon deux systèmes radiaires différents correspondant au fonctionnement de deux centres volcanique au cours de la phase I (Fig. 3). Ces anciens centres d'activité, dont la position a été reconstituée à partir de l'orientation des intrusions, se situent: l'un, le centre SE, à proximité du cône terminal actuel (incertitude d'un rayon de 750 m), prouvant ainsi la relative stabilité du centre volcanique principal au cours des temps, l'autre, le centre N.W. (incertitude d'un rayon de 1

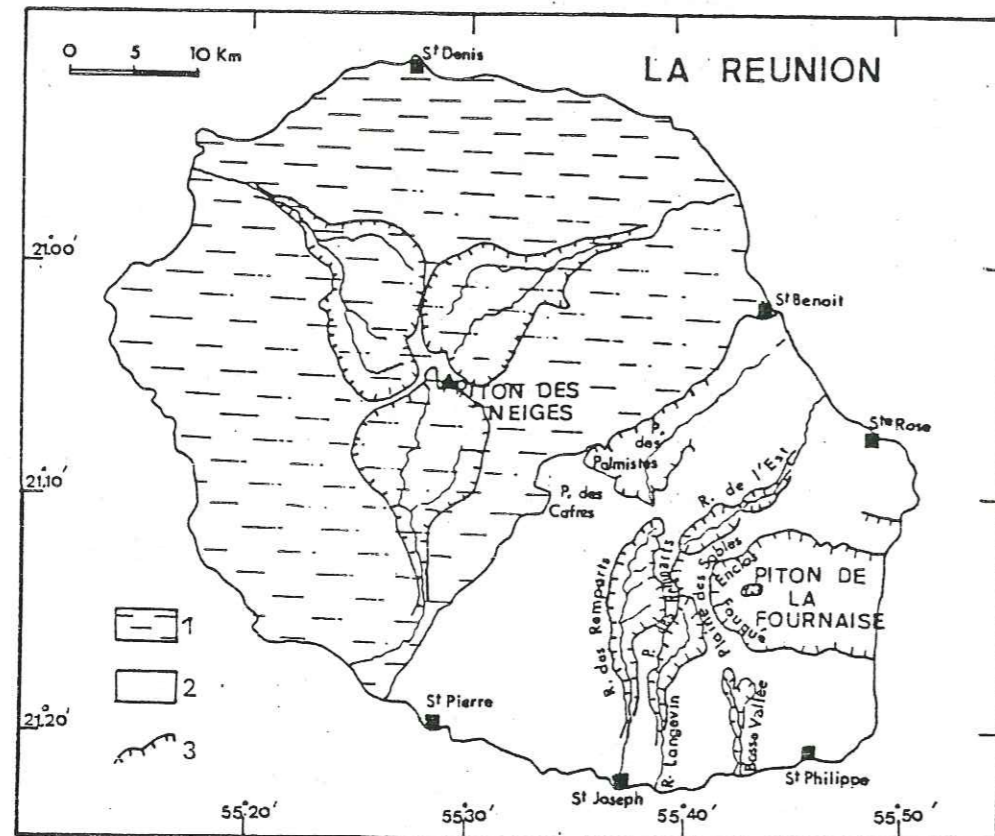


FIG. 2 — Carte générale de l'île de la Réunion. 1: formations du Piton des Neiges, 2: formations du Piton de la Fournaise, 3: remparts.

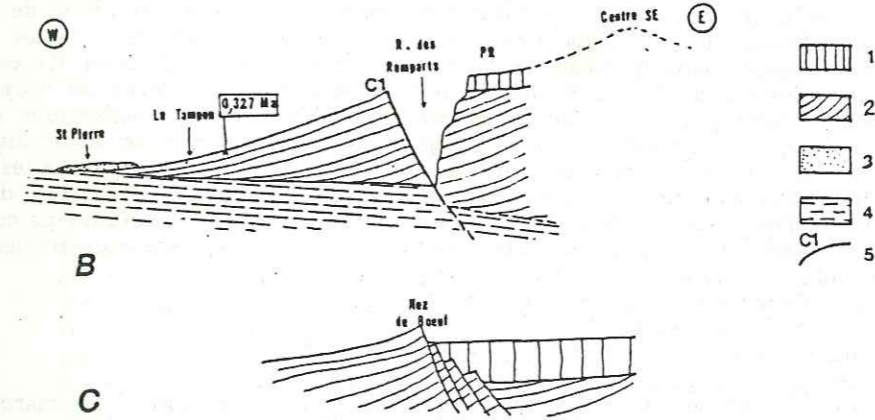
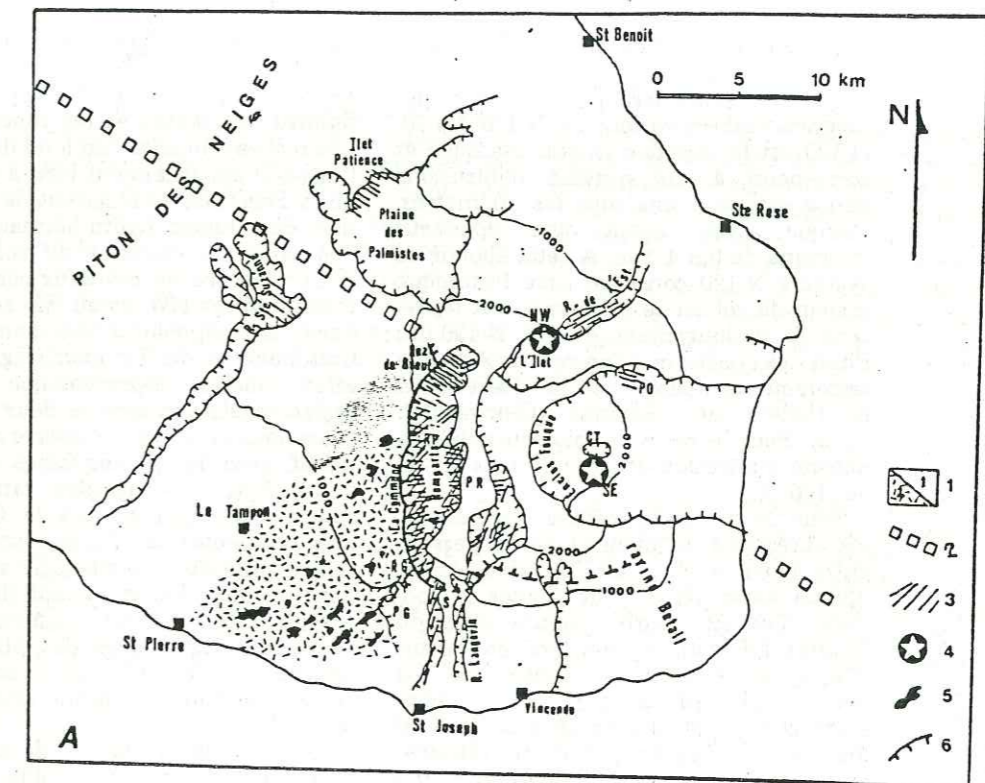


FIG. 3 — Structures et tectonique du bouclier primitif. 1: témoins du bouclier avec les amorce morphologiques des centres NW (1) et SE (2). 2: axe du rift N 120. 3: dykes. 4: centres volcanique NW et SE. 5: cônes excentriques. 6: caldeira. PO: Plaine des Osmondes. PG: Plaine des Grègues. PR: Plaine des Remparts. RG: Piton de la Ravine des Grègues. RP: Roche Plate. S: Serré. CT: cône terminal actuel.

B et C: coupes du bouclier primitif et de sa caldeira. 1: formations de la phase II. 2: formations du bouclier primitif. 3: pyroclastiques du Piton des Neiges. 4: série différenciée du Piton des Neiges. 5: la caldeira.

km), au droit de l'Îlet, dans le Fond de la Rivière de l'Est.

Pour le centre SE, les directions filoniennes visibles varient de N 120 à N 70. N 120 est la direction la plus marquée et correspond à un système d'intrusions dense estimé à une tous les 10 mètres. Chaque dyke ayant une épaisseur moyenne de 0,8 à 1 m. A cette époque ce système N 120 constitue l'axe tectonique majeur du volcan de la Fournaise et représentent le prolongement du rift N 120 du Piton des Neiges que l'on retrouve dans la tectonique des parois de l'Îlet Patience et la Rivière Ste Suzanne (CHEVALLIER, 1979). Pour le reste du faisceau radial, la densité d'intrusion est de une tous les 50 ou 100 m.

Pour le deuxième réseau d'intrusions, les directions filoniennes se dispersent entre N 60 et N 15 sur une aire géographique assez large pour rejeter l'hypothèse d'un rift courbe, comme celui du Kilauea (Hawaï), et conclure en faveur d'un système radial à un centre N.W. La densité d'intrusions maximum se situe entre N 30 et N 50 avec un dyke tous 50 mètres. La direction N 50 se retrouve également dans la paroi limitant la Plaine des Grègues au N.W. L'effondrement récent de la Plaine des Osmondes (phase IV) a dégagé, dans la partie nord, des terrains anciens datant de la phase I. Ils sont recoupés par un réseau de dykes N 110, radiaux au centre N.W. De même, certaines fractures de la rivière de l'Est (N 60) pourraient appartenir à ce système.

Les relations de chronologie entre ces deux systèmes radiaux ne sont pas évidentes. Néanmoins, localement, les dykes d'orientation N 45 convergents au centre NW sont recoupés par les dykes N 100, convergents au centre SE. Dans la rivière des Remparts les intrusions du centre NW atteignent généralement des altitudes moins élevées que celles radiales au centre SE. A partir de ces éléments le centre NW apparaîtrait plus ancien que le centre SE.

Dans le centre de la rivière Langevin affleurent de vieilles coulées zéolitisées. Elles ont souvent été considérées comme appartenant aux séries anciennes du Piton des Neiges (BILLARD, 1975). Or cette zéoli-

tisation est intimement liée aux fractures radiales N 70 et N 50 que découpent cette région. La zéolite est développée dans les fissures, les fentes et les zones broyées. Les roches zéolitisées du fond de la rivière Langevin appartiennent bien à la phase I de la Fournaise et résultent de la circulation des fluides hydrothermaux le long des zones de fractures du volcan.

La présence de ces deux centres d'alimentation au NW et au SE se retrouve dans la morphologie des pentes de la Commune et du Tampon (Fig. 3 A). En effet l'analyse topographique de cette région révèle l'amorce de deux structures volcaniques distinctes. L'amorce du Nez de Boeuf, avec des pentes fortes variant de 21 à 27%, pourrait être rattachée au centre NW. L'amorce de la Commune, avec des pentes de 17%, correspondrait au centre SE. Cette morphologie se retrouve dans le flanc Sud du massif (haut de St Joseph et de Vincendo) maintenant recouvertes par les coulées des phases ultérieures (phase III). Ceci confère au bouclier primitif une forme allongée vers le SE.

Au cours de la phase I de nombreux cônes de scories de taille variable, pouvant atteindre 150 mètres de haut, se sont formés sur les pentes de la Commune et du Tampon. Ils se situent suivant des génératrices aux deux centres volcaniques. Leur position très éloignée des centres, leur taille importante, et la nature des laves émises (basaltes aphyriques et basaltes à nodules d'olivine) laisse supposer que certains de ces cônes résultent d'éruptions excentriques.

LA CALDEIRA I

La fin de la phase I est marquée par l'ouverture d'une caldeira de grand diamètre, aux limites incomplètes, mais de forme complexe, polylobée. L'entaille de la rivière des Remparts au niveau du Nez de Boeuf offre une belle coupe naturelle de cette caldeira (Fig. 3 A et C). On y voit un ensemble de petits effondrements en gradins dont le rejet totalise 300 mètres, comblés par les coulées massives

de la phase II. En surface, cette structure est soulignée par la petite falaise en arc de cercle du Nez de Boeuf. Ce rempart s'estompe rapidement vers la Nord où il est recouvert par les formations supérieures. Ce rebord de caldeira adopte une position concentrique par rapport au centre du volcanique NW et pourrait donc appartenir à une structure circulaire plus vaste dont les limites sont maintenant emportées par les coulées postérieures. Sur le flanc Ouest du massif, cette petite structure reprise en relais par un effondrement de plus grand diamètre dont les limites correspondent aux parois Ouest de la Rivière des Remparts depuis le Nez de Boeuf jusqu'au Piton de la Ravine des Grègues (Fig. 3 A). Cet accident se marque nettement dans la rivière des Remparts par une différence morphologique entre les rives ouest et est. On distingue, en effet en rive est, les terrains pentés de la phase I, surmontés par le remplissage subhorizontal de la phase II (Plaine des Remparts) (Fig. 3 B).

Sur le flanc du massif, la limite de la caldeira serait soulignée par une rupture de pente importante située vers la courbe de niveau 1.400 m, limite qui se poursuivrait à l'Est jusqu'à la ravine Bétail. Le passage du rebord Ouest de la caldeira (Rivière des Remparts) au rebord Sud se ferait dans le secteur du Serré où l'empreinte d'un tel accident curviligne est nettement marqué dans la morphologie, bien que son existence n'ait pu être prouvée en raison du fort couvert végétal de la région. La jonction entre les remparts Ouest et Sud de la caldeira ne pourrait donc de faire que par l'intermédiaire d'un « nez coupé » correspondant à la paroi Est de la Rivière Langevin. Cette grande structure caldeirique, formée par les remparts Ouest et Sud, est concentrique au centre volcanique SE et possède une forme allongée NW-SE se calquant sur l'axe tectonique majeur N 120.

Dans la partie Est du massif, il n'existe aucun témoin du passage de cette caldeira du bouclier primitif.

PHASE II

Elle correspond au remplissage de la caldeira I du bouclier primitif bien marqué dans la morphologie de la Plaine des Remparts (Fig. 3 B). Elle se caractérise par la mise en place de deux séries pétrographiques distinctes: la série inférieure (basaltes à olivine dominants) et la série supérieure (basaltes à feldspath dominants). Ces deux séries sont séparées dans le temps par une tectonique d'effondrement originale, génétiquement différente d'une caldeira. Par contre le fin de cette phase II est définie par la mise en place d'une caldeira (caldeira II).

Stratigraphie

La série inférieure, datée de $0,175 \pm 0,004$ m.a. à $0,080 \pm 0,005$ m.a. repose localement en discordance angulaire franche sur les formations de la Fournaise primitive. Ceci est visible notamment dans la coupe du Nez de Boeuf (Fig. 3 C), dans les parois de la rivière des Remparts dégagées par l'éboulement de Mahavel (Fig. 3 B), dans la paroi droite de la rivière de l'Est. Cette série inférieure, d'une épaisseur moyenne de 300 m se compose d'une alternance de coulées massives, épaisses (souvent supérieures à 3 m, 10 à 20 m dans la coupe du Nez de Boeuf) et large (plus de 2 km). Cet empilement très régulier de coulées tranche nettement dans le paysage.

La série supérieure, d'une puissance de 50 à 100 m, d'aspect hétérogène, se compose d'un empilement de coulées peu épaisses (0,50 à 1 m en moyenne) dans lesquelles s'intercalent quelques coulées massives plus épaisses (3 à 4 m). Une coulée de cette série a été datée dans la Plaine des Grègues à $0,057 \pm 0,005$ m.a. (DCDOUGALL, 1971). Au niveau de Grand Coude, cette série supérieure est surmontée par un niveau de lapilli et de cendres qui recouvre également les pentes de la Commune où il a été daté à 0,037 m.a.

Ces deux séries sont chronologiquement séparées l'une de l'autre par un effondrement localisé au niveau de la rivière des

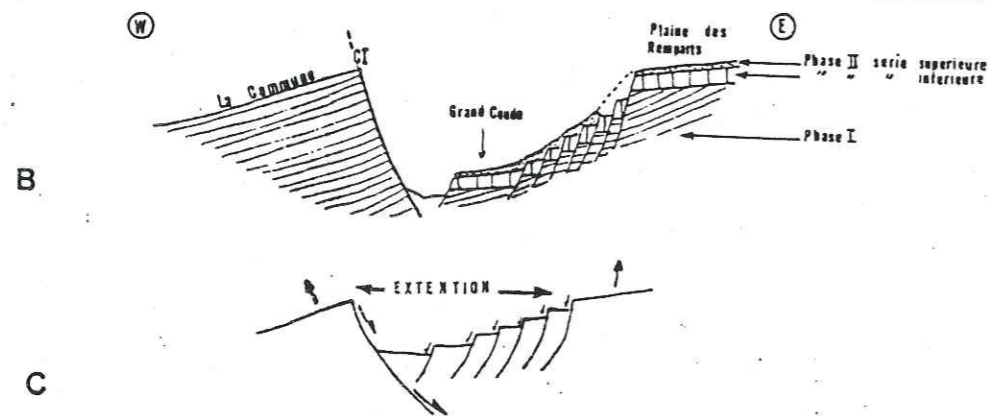
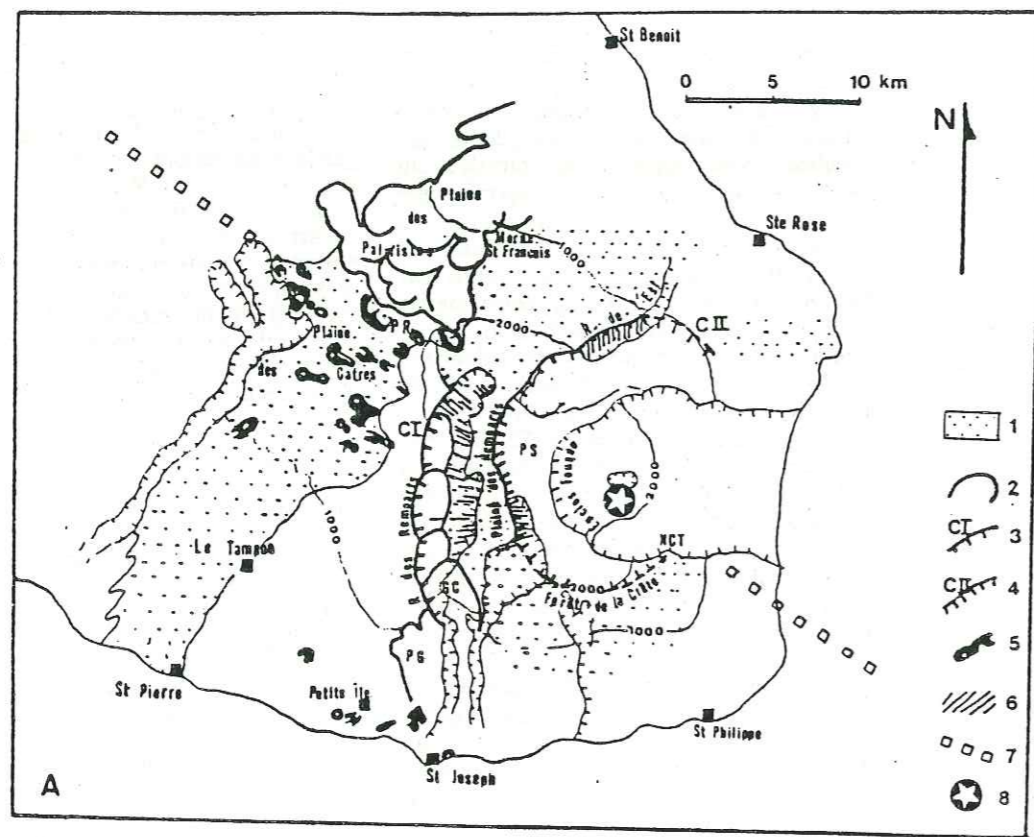


FIG. 4 - A: structures et tectoniques de la phase II. 1: formations de la phase II. 2: effondrements en cours de phase. 3: limite de la caldeira I. 4: limite de la caldeira II. 5: cônes excentriques et de la Plaine des Cafres. 6: dykes. 7: axe du rift N 120. 8: centre volcanique. PG: Plaine des Grègues. GC: Grand Coude. NCT: Nez Coupé du Tremblet. PR: Piton Rouge.
B: effondrement de Grand Coude et interprétation structurale (C).

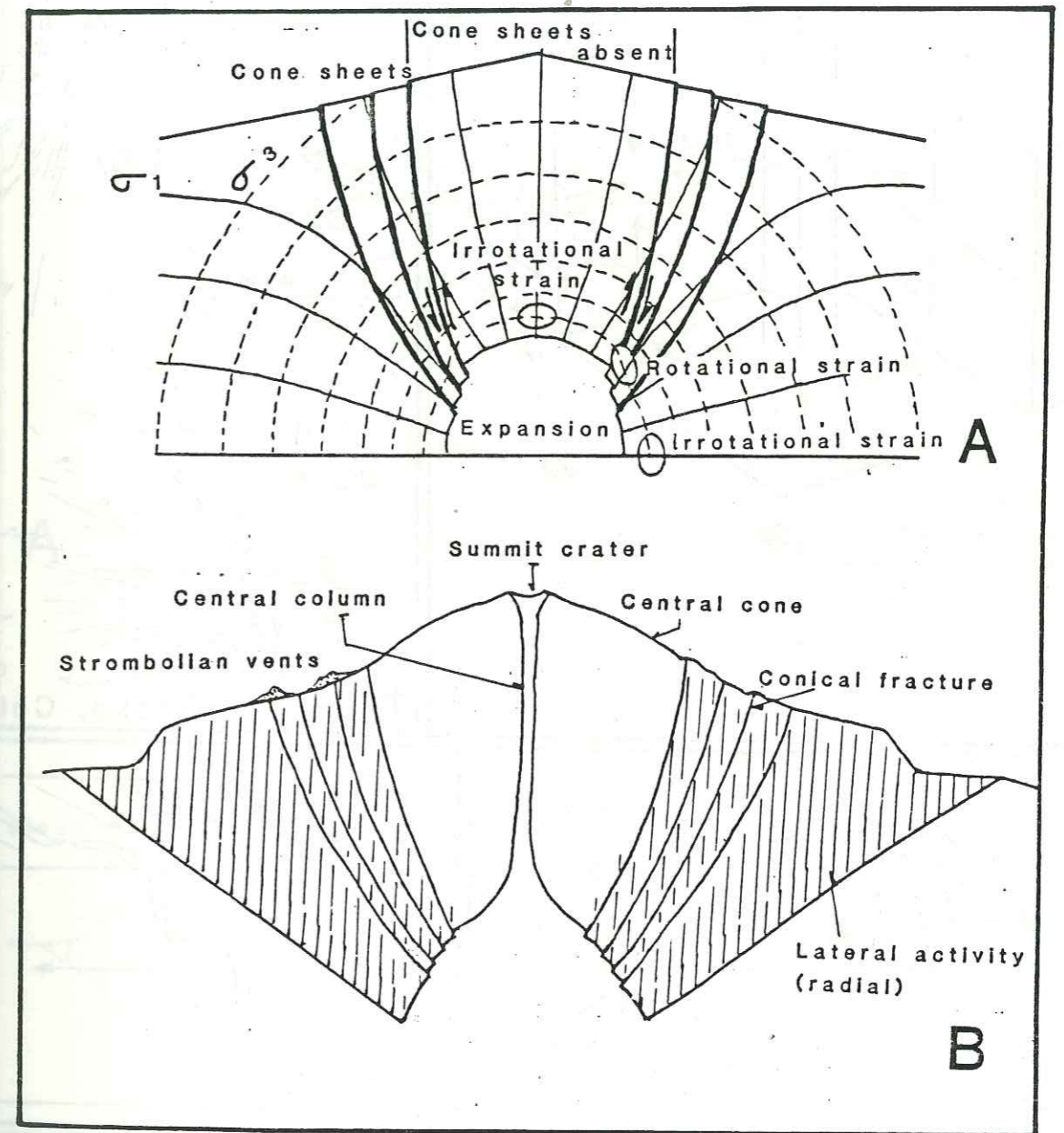


Fig 5

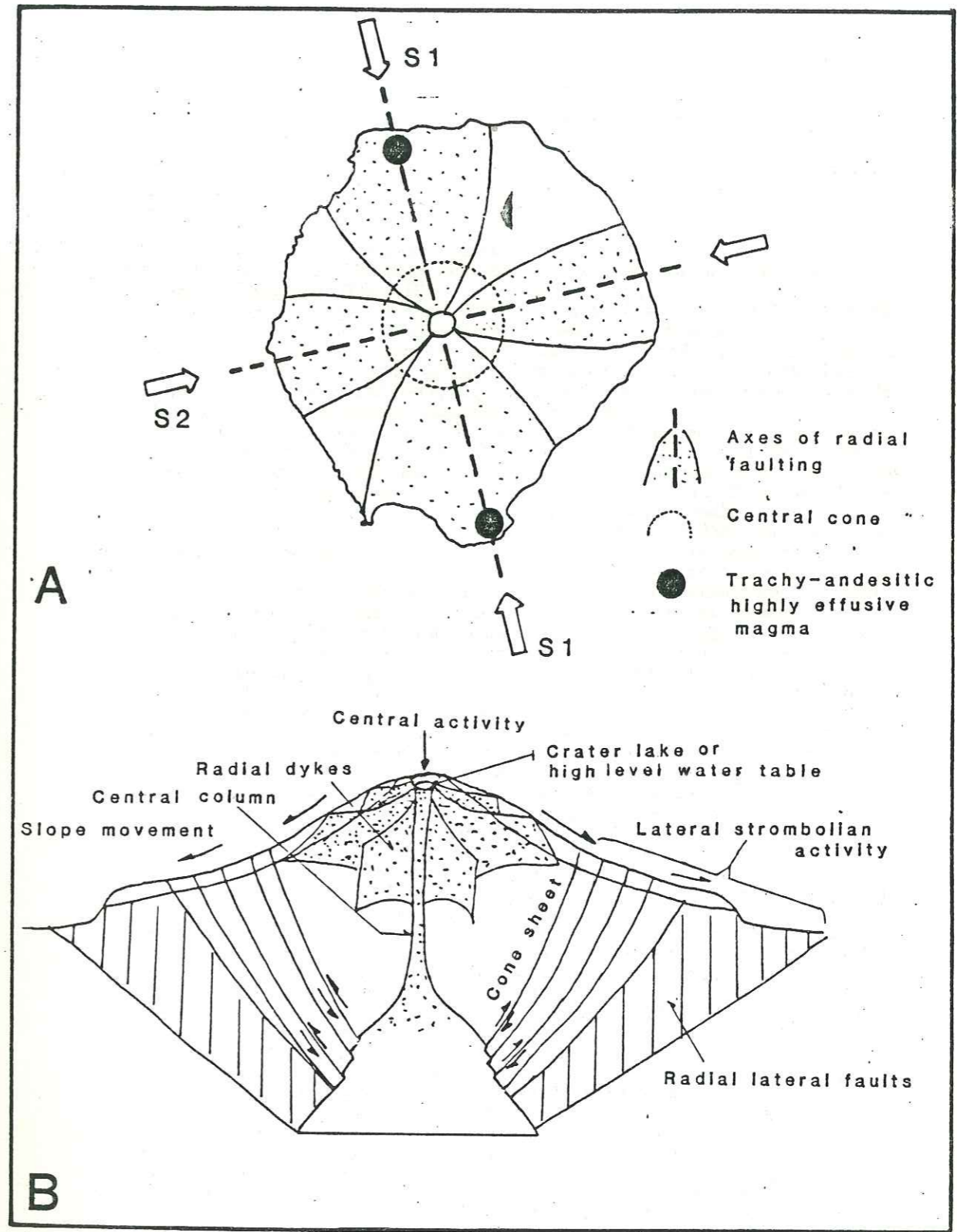
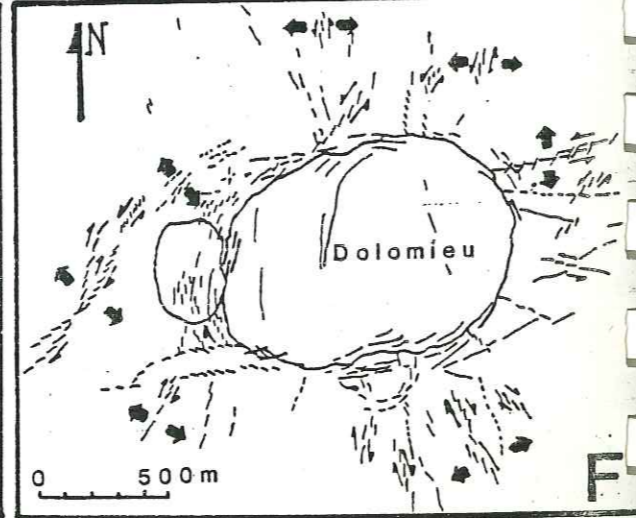
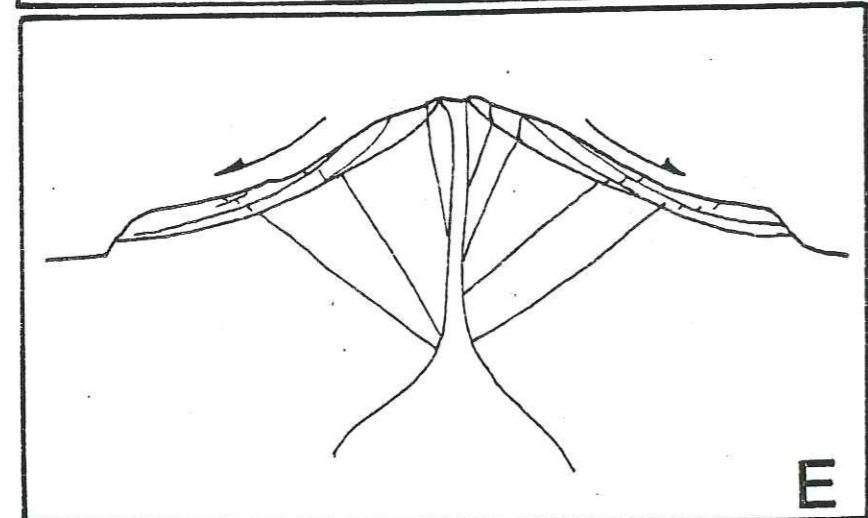
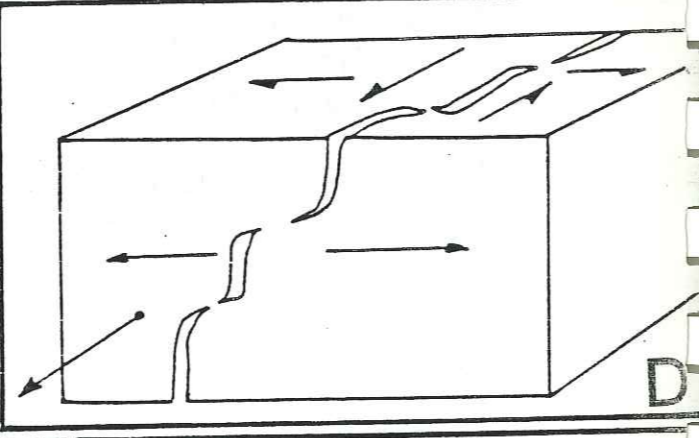
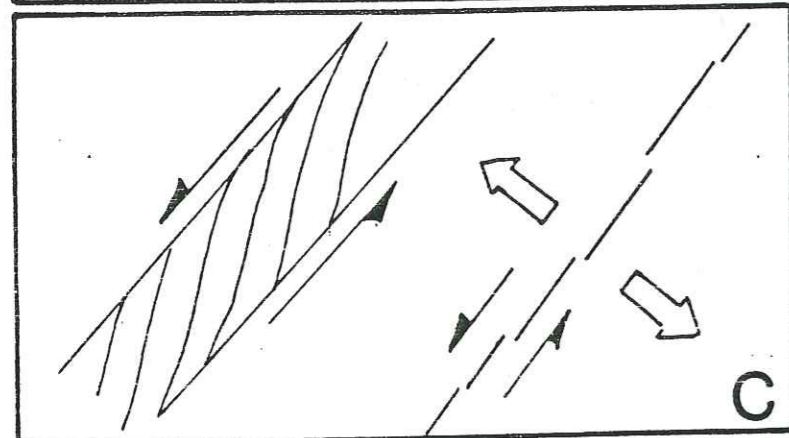
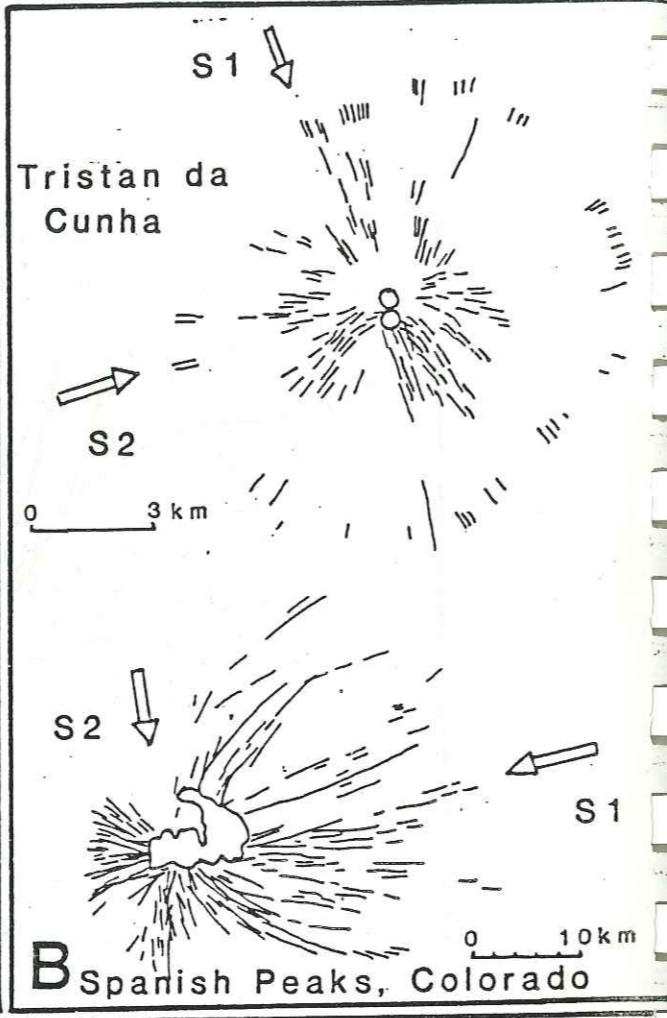
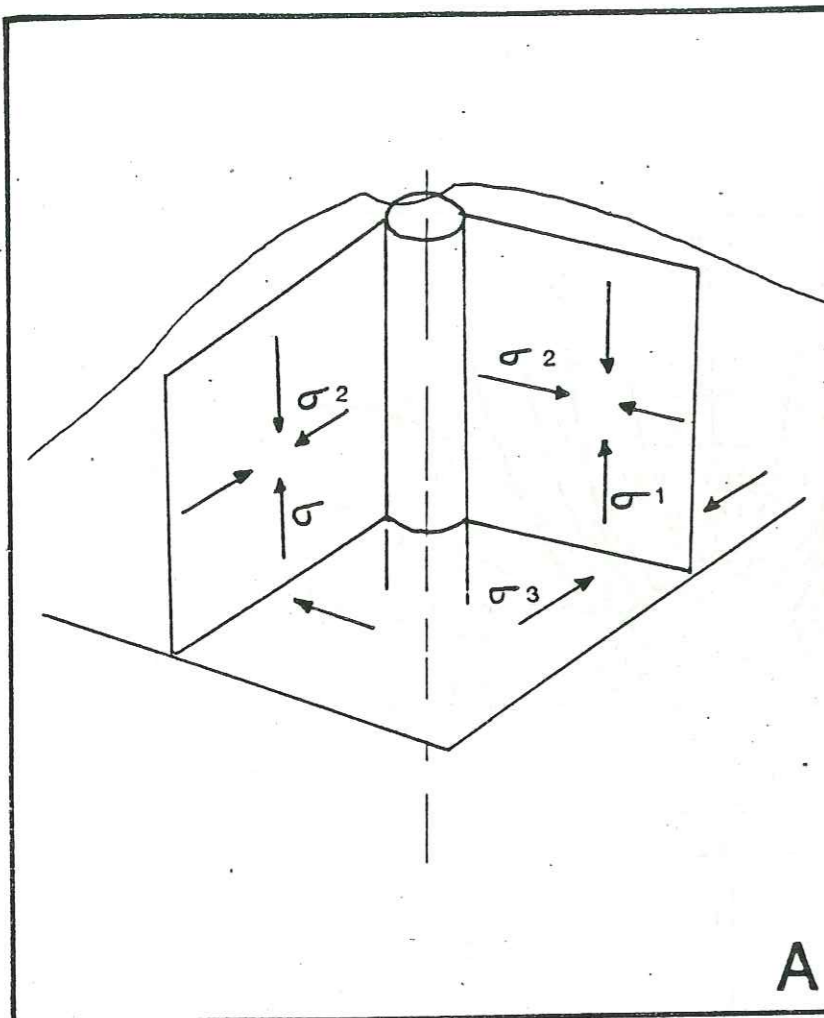


Fig. 7

Fig. 6

Remparts et de la Plaine des Palmistes. Dans les zones restées stables comme la Plaine des Remparts, les séries inférieures et supérieures sont en concordance. Par contre dans les zones effondrées comme Grand Coude, le contact entre les deux séries est discordant (Fig. 4 B).

Les coulées de la phase II sont constituées de laves de plus en plus différenciées vers le sommet (KORNPROBST, 1979). Cette évolution serait le résultat de la précipitation cotectique d'olivine, plagioclase et d'un clinopyroxène fortement sous-saturé. Néanmoins l'olivine est la phase phénocristale prépondérante dans la série inférieure alors que dans la série supérieure le plagioclase prédomine.

Structure d'alimentation

Le centre volcanique SE continue de fonctionner durant la phase II. Les pentes de la Forêt de la Crête attestent d'ailleurs de la présence d'un cône volcanique de réelle importance dans cette région (Fig. 4 A). De plus, les coulées de la phase II traversées et alimentées par un réseau de dykes radial au centre SE (à cette époque le centre NW semble ne plus fonctionner car les intrusions du système radial correspondant n'atteignent jamais les séries supérieures). Cette fracturation est bien matérialisée en surface dans la région de la Plaine des Cafres par la présence de nombreux cônes de taille importante dont certains font plus de 150 m de haut pour 1 km de large (ex: Piton Rouge). Ces cônes se sont construits sur un éventail étroit de fissures radiales axé sur la direction N 120. Ils sont témoin d'une activité intense le long du rift de la Réunion et ont émis de très longues coulées ayant atteint la mer.

Un réseau d'intrusions NS à N 5° assez dense (1 tous les 20 m) et toujours radial au centre SE, recoupe les parois de la rivière de l'Est. Des fractures se sont également ouvertes à basse altitude (entre 0 et 600 m) sur le flanc Sud du massif, édifiant les gros cônes de la région de Petite Ile - St Joseph: Pitons Monvert, du Calvaire, Manapany, de l'Entonnoir, Saladin. Ces cônes résultant d'éruptions

excentriques, et leur coulées, appartiennent bien à la phase II en raison de leur position chronostratigraphique.

Effondrement en cours de phase

Après la mise en place de la série inférieure, une tectonique d'effondrement au tracé très particulier affecte le massif. On distingue deux zones effondrées: la Rivière des Remparts et la Plaine des Palmistes.

Les effondrements de la Rivière des Remparts, tangents au rebord de la caldeira I, ont une forme originale en «crochets» résultant d'une succession de subsidences en «gradin» échelonnées du Nord vers le Sud (Fig. 4 A). Ces affaissements par paliers semblent avoir été guidés par la tectonique ancienne, notamment par une concentration plus importante de dykes au niveau des «Nez coupés», terme désignant les avancées en pointe du rebord ouest de la Rivière des Remparts. Le bloc le plus effondré est Grand Coude (1100 m d'altitude) qui se trouvait primitivement dans le prolongement la Plaine des Remparts (vers 2100 m d'altitude) totalisant un rejet de 1000 mètres environ (Fig. 4 B). L'effondrement de la Rivière des Remparts s'effectue également graduellement d'Est en Ouest par le biais d'une série de panneaux ayant coulissé le long de fractures normales (Fig. 4 B). Dans sa partie Ouest l'effondrement est délimité par le plan de fracture de la caldeira. Le schéma structural est le suivant: une faille normale principale (la caldeira I) accompagnée de failles normales antithétiques (Fig. 4 C). Cette tectonique extensive s'accorde avec un gonflement généralisé du massif au début de la mise en place de la série supérieure.

De nouveaux creusements d'origine morpho-tectonique, s'opéreront la Rivière des Remparts au cours de la Phase III, donnant ainsi à la vallée sa forme actuelle. Cette morphotectonique est un phénomène combiné de fracturation et d'érosion. Cette dernière, très active à la Réunion, notamment en période cyclonique, entaille le massif de façon préféren-

tielle suivant les zones de fractures et les structures les plus marquées, délimitant ainsi des blocs qui s'effondrent par fracturation hydraulique et appel au vide. Dans la Rivière des Remparts, c'est le système de fractures radiales au cônes NW de la Phase I et l'effondrement en cours de phase II qui ont guidé le creusement de trois nouvelles vallées: Bras Mahavel, Bras Canon, partie amont de la Rivière des Remparts.

La plaine des Palmistes est un ensemble de petits effondrements circulaires, ouvert sur la mer. Elle est située à l'aplomb de l'ensellement des deux volcans du Piton des Neiges et du Piton de la Fournaise (Fig. 4 A) par rapport au Piton des Neiges elle aurait le même âge que la caldeira de la série alcaline différenciée, c'est-à-dire 0,070 m.a. environ (CHEVALLIER 1979). Par rapport au Piton de la Fournaise, elle est postérieure aux coulées de la série inférieure (phase II) dont l'âge le plus jeune est de 0,080 m.a. (MCDUGALL, 1971) et antérieure à la série supérieure. L'origine de cet effondrement n'est actuellement pas clairement élucidé. Sa position entre les deux massifs de la Réunion, alors en pleine activité, devrait en faire une zone de compression à l'image du système de Kaoiki entre le Kilauea et le Mauna Loa (Hawaï) et non pas une zone d'extension (Fig. 5 A). Son

ouverture sur la mer par un passage étroit au niveau du Morne de St François, exclue l'hypothèse d'un glissement en masse vers la mer. Au point de vue structurale, le rebord S.W. de la Plaine est parallèle au rift N 120. Sa formation trouverait donc une explication dans une suite d'effondrements en « touches de piano » causés par les intrusions le long du rift (Fig. 5 B).

LA CALDEIRA II

La fin de la phase II est marquée par la mise en place d'une deuxième caldeira de diamètre plus restreint (13 km) que la précédente (Fig. 4 A). Sa limite correspond au rempart de la Plaine des Sables à l'Ouest et se poursuit au NE par le rebord de la Rivière de l'Est. Au Sud, sa limite passe par la rupture de pente bien marquée de la Forêt de la Crête et se trouve intersectée par la caldeira actuelle au niveau du Nez coupé du Tremblet (Fig. 4 A). A l'est, sa limite est ennoyée sous les coulées postérieures et recoupées par les structures récentes de la Fournaise. Signalons que cette caldeira a joué au cours de la phase III et que seul un témoin, le plateau des Basaltes, est resté en position initiale. A ce niveau le rejet de la caldeira II a été estimé à 350 m.

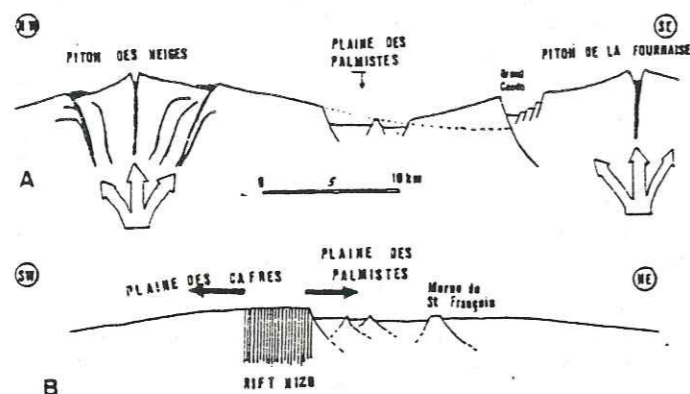


FIG. 5 — La Plaine des Palmistes. A: mise en place synchrone de l'activité de Piton des Neiges et de la Fournaise. B: interprétation cinématique — poussée du rift N 120 et basculements en touches de piano.

PHASE III

Stratigraphie

Elle correspond au remplissage de la caldeira II, à ses débordement au Nord et au Sud, et à certaines coulées de la Plaine des Cafres (Fig. 6 A). Elle se caractérise par deux séries pétrographiques distinctes. La série inférieure possède une épaisseur moyenne de 300 m. Les coulées ayant buté contre le paroi de la caldeira sont très épaisses (5 à 10 m) et présentent souvent un débit en orgues, alors que près du cône terminal leur épaisseur est plus faible (0,5 à 3 m) (Fig. 6 B). L'épaisseur de la série supérieure est bien moindre, de l'ordre de 70 à 100 m au niveau des remparts de l'Enclos Fouqué. Chronologiquement, la phase III est assez mal située. Il n'existe qu'une datation K/Ar à $0,029 \pm 0,005$ m.a. sur la coulée du Piton Dugain (Plaine des Cafres). Un bois carbonisé prélevé près du sommet de la série supérieure daté à 4745 ± 30 ans. Un bois carbonisé trouvé dans un niveau de cendre recouvrant la série supérieure indique que cette dernière possède un âge supérieur à 2320 ± 90 ans (Fig. 6 B).

Dans la série inférieure, l'olivine est la phase phénocristale dominante, voir même la seule représentée. Par contre la série supérieure, les phénocristaux dominants sont l'olivine et le plagioclase accompagnés souvent de clinopyroxène. Certaines coulées possèdent même le plagioclase comme seule phase phénocristale et correspondent à des hawaïtes (LUDDEN, 1976).

Les structures d'alimentation

Les coulées de la phase III ont été alimentées par un réseau de dykes radiaux recoupant les parois de l'Enclos Fouqué. Ces intrusions convergent vers un paléo-centre volcanique situé à proximité du cône terminal actuel. La majorité des intrusions et des cônes de surface se trouvent néanmoins concentrée sur quatre axes de faiblesse: N 140, NE-SW, N 10 et axe tectonique N 120. Les axes NE et N 140 forment une structure préfigurant déjà le système fissural d'alimentation de

la phase IV actuelle (Fig. 6 A). Sur ces axes principaux se sont édifiées des cônes excentriques de réelle importance, à basse altitude. Durant cette période s'ouvre dans la Plaine des Sables une fracture en position concentrique par rapport au cône principal, et dont l'activité se poursuivra également lors de la phase IV. Deux cônes sont construits, le Demi Piton (100 m) et le Piton du Rond Langevin. Ils ont émis des produits caractéristiques: bombes (0,01 à 1 m) composées d'un cœur de lave ancienne enrobé dans une couche de magma frais, nodules d'olivine projetés, d'origine profonde.

Effondrements en cours de phase

Ils se produisent tardivement, au cours de la mise en place de la série supérieure. Les zones affaissées sont les suivantes (Fig. 6):

— rejeu de la fracture limitant la caldeira II au niveau de la Plaine des Sables. Ceci est attesté par la présence du Plateau des Basaltes, témoin de l'ancien niveau du plancher de la caldeira. Le rejet est de 120 m (Fig. 6 C).

— le fond de la rivière de l'Est est une dépression à fond plat limitée au NW par le rempart de la caldeira II et au SE par une série d'effondrements en gradins maintenant moulés par les dernières coulées de la phase III (Fig. 6 D). L'ensemble du fond de la rivière de l'est a basculé en « touches de piano » avec un rejet maximum de 500 m dans sa partie SW et un rejet nettement plus faible (50 m ou nul) dans sa partie NE. Il est intéressant de noter que cette dépression se situe à l'aplomb du paléocentre volcanique NW de la phase I, suggérant ainsi une relation possible avec une structure profonde de l'édifice.

— la région de Grand Pays, très encaissée entre des parois abruptes de plus de 1000 m est un bloc effondré limité par un réseau dense de fractures circulaires. Certaines de ces fractures ont été localement empruntées par des dykes. Cette zone présente des phénomènes de zéolitisation importants et correspondent à une anomalie gravimétrique positive (GERARD *et al.*, 1980), suggérant la

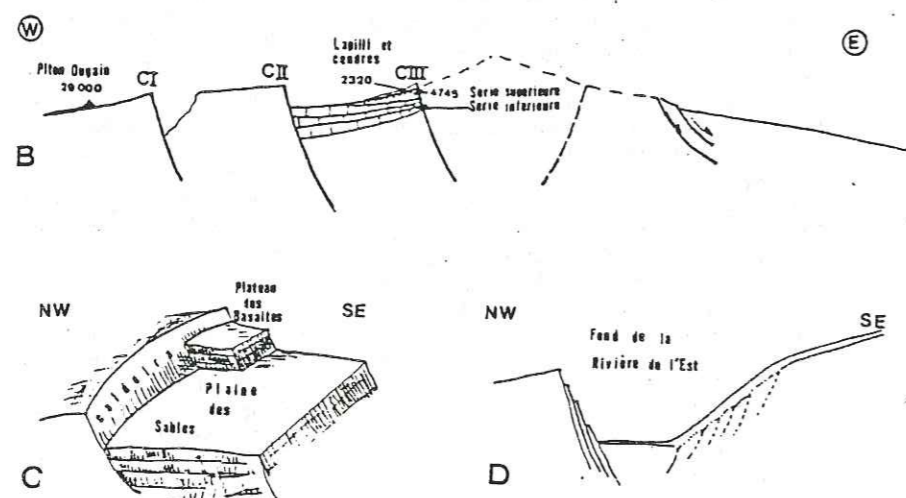
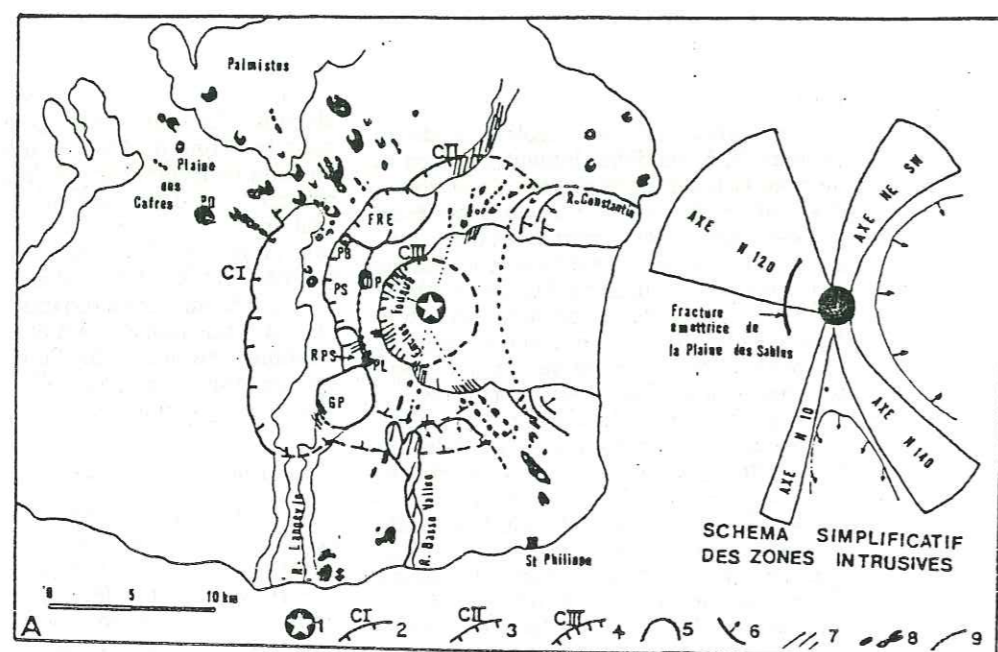


FIG. 6 — A: structures et tectoniques de la phase III. 1: centre volcanique. 2: caldeira I. 3: caldeira II. 4: caldeira III. 5: effondrements en cours de phase. 6: glissements. 7: dykes et fractures. 8: cônes excentriques. 9: fracture concentrique émettrice de la Plaine des Sables. FRE: Fond de la Rivière de l'Est. PB: Plateau des Basaltes. DP: Demi Piton. Pl: Piton du Rond Langevin. PD: Piton Dugain. RSP: ravine de la Plaine des Sables. GP: Grand Pays.
B: coupe de la Fournaise en phase III.
C: formation du Plateau des Basaltes par rejeu de la caldeira II.
D: coupe du Fond de la Rivière de l'Est.

présence d'un ancien réservoir magmatique sous cette structure.

Les glissements

Au cours de la phase III, de vastes glissements affectent les flancs Est et Sud du massif de la Fournaise. A l'Est ces glissements s'incurvent entre les zones d'intrusions NE-SW et N 140. Ils recoupent les limites de la caldeira II et sont matérialisés par le rempart de la ravine Constantin et des ruptures de pentes importantes au Nord et au Sud. Sur le flanc Sud, ces glissements sont inscrits entre les axes intrusifs N 10 et N 140. Ils correspondent aux loupes d'arrachement de la forêt de la Crête et sont à l'origine du rempart de la ravine Basse Vallée (Fig. 6 A). La genèse de ces glissements semble donc intimement liée au fonctionnement de ces axes intrusifs. Les intrusions répétées du magma et donc l'extension le long de ces axes exercent en contrepartie une pression continue sur les régions qu'ils délimitent. Ces zones se trouvent ainsi déstabilisées, repoussées, et glissées vers la mer.

LA CALDEIRA III

La caldeira III marque la fin de la phase III et le début de la phase IV (actuelle). Ses limites correspondent à l'Ouest aux remparts de l'Enclos fouqué (Fig. 6 A). Cette structure, dont le rejet est inconnu mais supérieur à 150 m, est concentrique au cône terminal du volcan de la phase III. A l'est, son rebord est oblitéré par les récents effondrements de la phase IV.

La rivière de l'est recoupe la série supérieure de la phase III (Fig. 6 D) et son cours a été emprunté par des coulées de la phase IV. Son creusement est donc récent et synchrone de la mise en place de la caldeira III. Les grandes failles de décollement qui affectent ses parois et les panneaux effondrés indiquent là aussi que tectonique, érosion et fracturation hydraulique sont liées. L'origine de cette rivière est morphotectonique.

LA PHASE IV

Elle se caractérise par un déplacement sensible vers l'Est du cône terminal de la Fournaise accompagné d'une extension de la caldeira et de la formation de nouveaux glissements vers la mer, délimités par les remparts de Bois Blanc et du Tremblet. La zone la plus active du volcan se situe à l'intérieur de cette structure en «fer à cheval» avec 95% des éruptions. L'activité volcanique hors de cet enclos est plus restreinte et localisée le long d'axes intrusifs (Fig. 7 A). Peu de datations existent sur les produits anciens de la phase IV. On connaît l'âge à 2320 ± 90 ans d'un niveau de cendres reposant sur les coulées supérieures de la phase III. D'autre part des niveaux de lapilli scoriacés ont été datés 1890 ± 55 ans près du cratère Commerson et 1450 ± 250 ans sur le rebord Ouest de l'enclos. Les aspects volcanologiques, pétrologiques et géochimiques ont été développés par BACHELERY (1981).

Structure d'alimentation

Le cône terminal actuel possède des pentes fortes (près de 25%), inhabituelles pour un volcan de ce type, due à une accumulation de petites coulées fluides à faible débit. Leur faible densité explique l'anomalie gravimétrique négative dans la zone sommitale (GERARD *et al.*, 1980). Le sommet de ce cône est découpé par deux cratères d'effondrements: le Bory de 300 mètres de diamètre dont l'activité semble avoir cessé il y a plus de 200 ans et le Dolomieu, $1 \text{ km} \times 0,7 \text{ km}$ toujours actif (Fig. 7 B).

La grande majorité des fissures alimentant les éruptions de l'Enclos s'ordonnent suivant des directions radiales au cône terminal. Cependant nous pouvons mettre en évidence trois axes de fracturation préférentielles: deux de ces axes sont bien individualisés de part et d'autre du sommet suivant les directions N 10 et N 170. La troisième, d'orientation N 80, relie le cratère Dolomieu au Piton de Crac. On note une absence quasi totale de

fractures radiales sur le flanc NW du cône (Fig. 7 A).

Lors des dernières éruptions de la Fournaise (1972, 1976, 1977, 1979, 1981) les fissures émettrices se sont ouvertes sur

ces trois zones de faibles. Sur le pourtour du cratère Dolomieu, quelques fractures concentriques ont émis de petites coulées. Ces fractures, agencées en cone-sheets, sont en relation avec un réservoir magma-

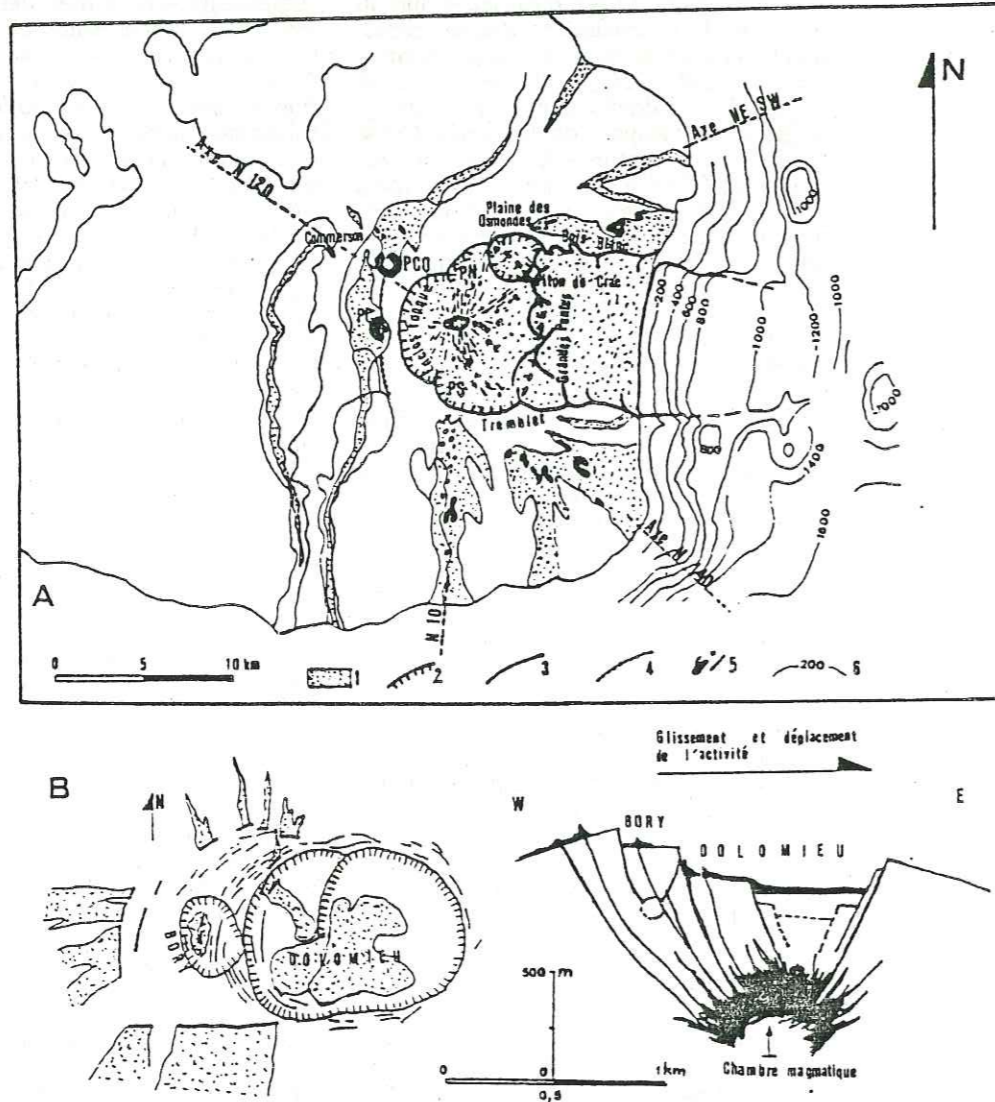


FIG. 7 — A: structures et tectonique de la phase IV. 1: formations de la phase IV. 2: caldeira actuelle. 3: glissements. 4: fracture concentrique émettrice de la Plaine des Sables. 5: cônes et fractures émettrices. 6: courbes bathymétriques et altitude en mètres. PCQ: Piton du Cirque. PC: Piton Chisny. PN: Plateform Nord. PS: Plateform Sud.

B: les cratères d'effondrement sommitaux et le système de fractures émettrices concentriques.

tique superficiel, et se situent essentiellement sur le flanc NW du cône. Elles résultent à la fois du gonflement de cette chambre et du déplacement vers la mer du flanc Est du cône (BACHELERY, 1981) (Fig. 7 B).

Hors Enclos, les zones de faibles N 10 et N 170 se prolongent par les axes tectoniques principaux NE-SW et N 140 (Fig. 7 A). Deux axes intrusifs mineurs fonctionnent également sur les flancs externes du massif: l'axe N 10 correspondant aux Puys Ramond et l'axe N 120 dont l'activité est considérablement réduite. Deux des éruptions de l'axe N 120 (Piton Chisny et Piton du Cirque) s'agencent sur la fracture concentrique de la Plaine des Sables ayant déjà fonctionné au cours de la phase III.

Les laves de la phase IV sont essentiellement des basaltes à olivine et des océanites; toutefois, certaines laves aphyriques et subaphyriques émises près du sommet sont le résultat d'une cristallisation cotectique d'olivine, plagioclases et clinopyroxène (BACHELERY, 1981). A l'inverse des phases précédentes, aucune hawaïte n'a été émise lors de cette phase.

Les effondrements

La caldeira de l'Enclos Fouqué, dont la mise en place a débuté au cours de la phase III, s'agrandit avec la formation de nouvelles unités d'effondrement correspondant aux plateformes Nord et Sud et à la Plaine des Osmondes (Fig. 7 A). Cette dernière, actuellement en cours de subsidence (KIEFFER *et al.*, 1977) semble être en relation avec une chambre magmatique profonde. LENAT et AUBERT (à paraître) suggèrent en effet que la plaine des Osmondes est le point de convergence des zones intrusives détectées par magnétisme.

Les glissements

A l'image de la phase III, la présence des axes intrusifs NE et SE crée une instabilité du flanc est du volcan, qui provoque de vastes glissements vers la mer. Ils sont à l'origine des grandes

pentés et des remparts de Bois Blanc et du Tremblet. Un relevé bathymétrique (MONTAGGIONI, 1979) a mis en évidence la poursuite en mer de cette structure jusqu'à la cote - 1000 m (Fig. 7 A). Notons que les glissements développés lors de la phase III, au Nord et au Sud de l'Enclos sont encore potentiellement actifs.

UN MODELE EVOLUTIF DU VOLCAN

L'histoire géologique de la Fournaise, fort complexe, mérite d'être synthétisée sur des schémas reconstitutifs montrant l'évolution des structures et de la morphologie au cours des temps (Fig. 8).

A la fin de la phase I (0,175 m.a.), le massif devait être sensiblement allongé selon la direction N 120, sur l'axe du rift du Piton des Neiges (Fig. 8 A). Il se composait de deux centres volcaniques, l'un au SE, placé juste à l'aplomb de l'axe du rift, l'autre au NW, excentré de 4 km par rapport à cette ligne. En fin d'activité l'édifice est couronné par une caldeira polylobée, de très grande taille, correspondant à la jonction de deux effondrements subcirculaires concentriques aux deux cônes volcaniques principaux. La structure double de la Fournaise I implique la présence de deux chambres magmatiques au cours de cette période. Actuellement, les relations géométriques pouvant exister entre réservoir magmatique (profondeur, taille) et structures de surface ne sont pas clairement établies. On peut admettre en première approximation, et avec beaucoup de réserve, que les dimensions de la chambre magmatique sont en rapport avec celles des structures superficielles. Ceci semble d'ailleurs se confirmer pour le cratère Dolomieu, caldeira sommitale de la Fournaise, de 1 km de diamètre en relation avec une chambre située entre 1 et 2 km de profondeur, confirmée par les données sismiques (BLUM *et al.*, 1981), pétrographiques et volcanologiques (BACHELERY, 1981) et magnétiques (LENAT et AUBERT, à paraître). De telles relations ont été également établies sur le Kilauea, Hawaï (DE ST OURS, 1979). Néanmoins,

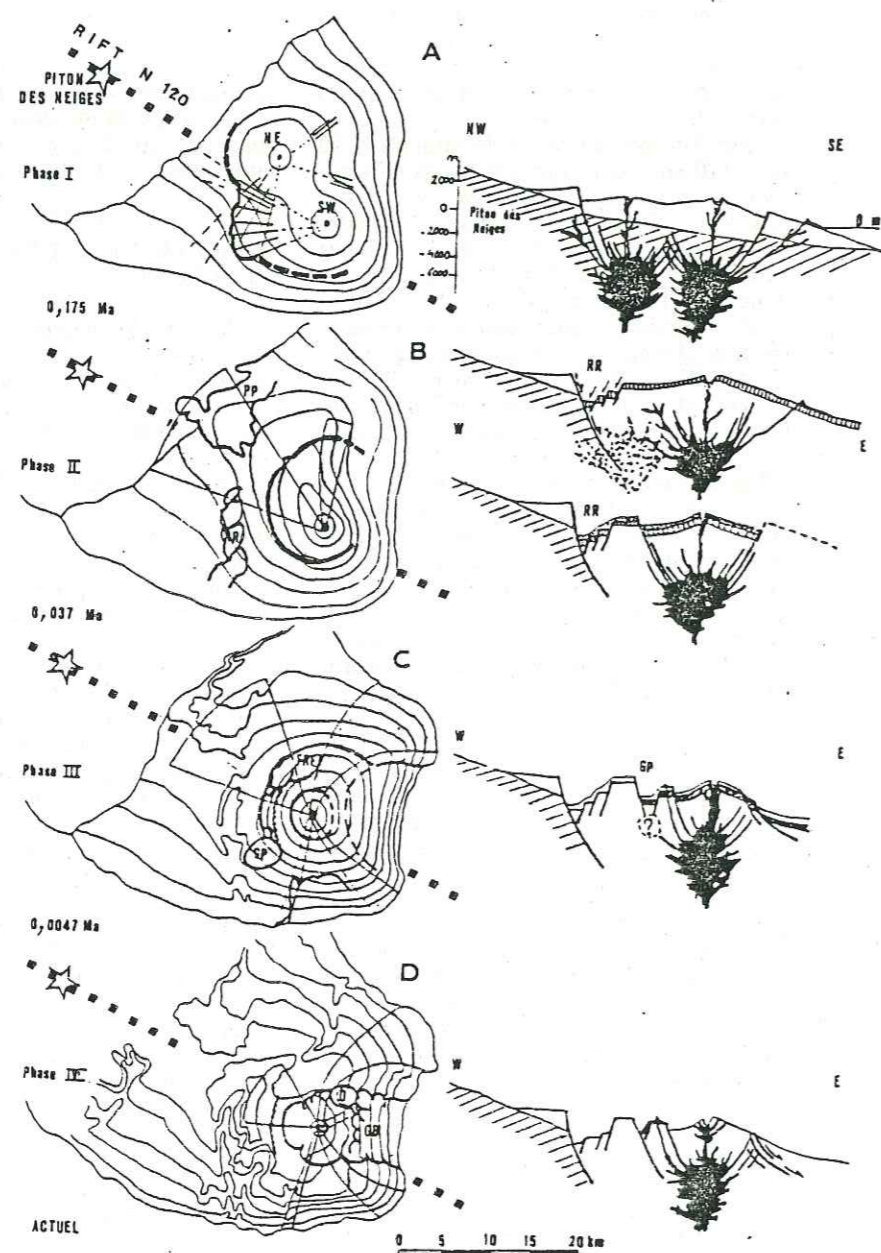


FIG. 8 — Le modèle évolutif du volcan de la Fournaise d'après des reconstitutions paléogéographiques et paléostratigraphiques. O: Plaine des Osmondes. GP: Grand Pays. FRE: Fond de la Rivière de l'Est. GB: Grand Brûlé. PP: Plaine des Palmistes. RR: Rivière des Remparts.

pour les caldeiras de boucliers, de telles relations n'ont jamais été prouvées. Il faut donc rester très prudent en situant vers 8-10 km la chambre profonde de la Fournaise (Fig. 8 A).

Un seul centre volcanique a fonctionné durant la phase II, correspondant à l'emplacement du cône SE de la phase I (Fig. 8 B). Au sein d'un système radial, deux zones d'intrusions privilégiées constituent les axes N 120 et N 15. Au cours de cette phase II, une période d'effondrements localisés au niveau de la Rivière des Remparts et de la Plaine des Palmistes, sépare deux unités pétrographiques différentes de par leur composition phénocristale. La phase II est close par une caldeira, concentrique au cône terminal, et dont les limites Est ne sont pas connues.

En phase III, la géométrie du système intrusif, toujours agencée de façon radiaire, a beaucoup évoluée (Fig. 8 C). Les fissures d'alimentation sont concentrées sur quatre axes majeurs. Les axes N 140 et SE-SW forment une structure en «fer à cheval» qui se calque sur la morphologie du massif. L'axe N 10 est moins développé. Les intrusions répétées au niveau de ces axes sont à l'origine des vastes glissements affectant les flancs du volcan. L'axe N 120 se confond dans une structure plus ouverte en éventail. L'évolution de la phase III est similaire à celle de la phase II avec deux unités pétrographiques caractérisées par leur composition phénocristale. Au cours de cette phase s'effectue également des effondrements circulaires pouvant être liés à la présence d'une chambre magmatique sous-jacente (Grand Pays, Fond de la Rivière de l'Est). La phase III se termine par la mise en place de la caldeira III. Dans la Plaine des Sables, une fracture concentrique et à la limite Ouest de cette caldeira, ancrée au niveau de la chambre profonde, a livré passage à un magma très primaire. L'ouverture d'une fracture émettrice circulaire de cette taille est très rare dans les volcans de type basique et mérite d'être soulignée.

La phase IV est très jeune, postérieure à 0,0047 m.a., et possède le même

système d'alimentation que la phase III (Fig. 8 D). Néanmoins l'activité des axes N 120 et N 10 est très faible. L'évolution de la caldeira III se poursuit et se traduit par de nouveaux effondrements tel celui de la Plaine des Osmondes. Une caldeira sommitale, de faible diamètre, en relation avec une chambre magmatique superficielle, s'individualise au cône terminal. Les glissements affectant le flanc Est continuent d'être actifs et sont à l'origine du Grand Brûlé.

Cette reconstitution paléogéographique et paléostratigraphique montre que l'édification de la Fournaise primitive a été essentiellement contrôlée par le prolongement du rift N 120 du Piton des Neiges. L'activité de ce dernier s'estompe progressivement au cours des phases ultérieures, et ceci au profit du développement d'un véritable cône terminal stable et de deux axes intrusifs agencés en arc de cercle. FISKE et JACKSON (1972) mettent en évidence sur modèles analogiques, le rôle du champ des contraintes gravitationnelles (dépendant de la morphologie du massif) dans la genèse des structures volcaniques, et expliquent ainsi la formation des rifts de l'île Hawaï. De la même manière, nous pouvons penser que les contraintes gravitationnelles au niveau de la Fournaise, induites par la présence du Piton des Neiges au N.W., favorise la propagation des fissures le long des zones de moindre résistance. Ces zones préférentielles d'alimentation très larges ressemblent à celles du bouclier primitif du Piton des Neiges (CHEVALLIER, 1979). Elles sont néanmoins différentes des rifts de type hawaïens étroits et jalonnés de pit craters. On peut leur donner le nom de rifts de type réunionnais. L'accumulation des intrusions le long de ces rifts provoque un déplacement du flanc libre du volcan se traduisant par de vastes glissements vers la mer. De telles structures ont déjà été décrites sur les volcans du Mauna Loa et du Kilauea (SWANSON *et al.*, 1976; LIPMAN, 1980).

Les caldeiras qui se sont succédées au cours de l'histoire du volcan présentent des diamètres de plus en plus petits et sont séparées par des laps de temps de

plus en plus courts. Cette évolution peut traduire une migration vers le haut de la chambre profonde. Les effondrements de moindre importance (Grand Pays et Fond de la Rivière de l'Est) reflètent la présence d'anciens réservoirs magmatiques intermédiaires.

Nous avons signalé qu'il existait au cours des phases II et III une évolution magmatologique qui permet de différencier des séries en fonction de la nature et de la teneur de leurs phénocristaux: la présence de plagioclase étant plus fréquente dans les coulées de la fin de chaque phase. Dans le schéma évolutif proposé pour le massif du Piton de la Fournaise il semble que les modifications structurales soient étroitement liées à la nature du magma mis en place.

REMERCIEMENTS

Cette étude a été effectuée dans le cadre et avec le soutien matériel des Observatoires Volcanologiques Français (I.P.G. de Paris et I.N.A.G.) et P.I.R.P.S.E.V. (Programme Interdisciplinaire de Recherche pour la Prévision et la Surveillance des Eruptions Volcaniques). Nous remercions vivement P. M. VINCENT, N. VATIN PERIGNON et J. F. LENA pour la lecture et les conseils critiques de ce manuscrit.

BIBLIOGRAPHIE

- BACHELERY P., 1981, *Le Piton de la Fournaise (île de la Réunion). Etude volcanologique, structurale et pétrologique*. Thèse de 3ème cycle, Clermont Ferrand, 263 pp.
- BILLARD G., 1975, *Carte géologique de la France - La Réunion*. En collaboration avec P. M. VINCENT. 4 feuilles 1/50.000. Notice.
- BLUM P. A., GAULON R., LALANNE F. X., RUEGG J. C., 1981, *Sur l'évidence de précurseurs de l'éruption du volcan du Piton de la Fournaise à la Réunion*. C. R. Acad. Sc. Paris, 292, p. 1449-1455.
- CHEVALLIER L., 1979, *Structure et évolution du volcan Piton des Neiges île de la Réunion. Leurs relations avec les structures du*

- Bassin des Mascareignes - Océan Indien Occidental*. Thèse de 3ème cycle, Grenoble, 187 pp.
- CHEVALLIER L. et VATIN PERIGNON N. (a paraître), *Structural Evolution of Piton des Neiges volcano (Réunion Island, Indian Ocean): Rift zone and Origin of Calderas*. Submitted Bull. Volcanol.
- DE SAINT OURS P. J., 1979, *Analyse morphostructurale et surveillance tectonique d'un volcan actif: exemple du Kilauea, Hawaii*. Thèse de 3ème cycle, Université de Paris Sud, 238 pp.
- FISKE R. S. et D. E., JACKSON, 1972, *Orientation and Growth of hawaiian Volcanic Rifts: the Effect of Regional Structure and Gravitational Stresses*. Roy. Soc. (London) Proc., 329, p. 299-326.
- GERARD A., A. LESQUER, J. C. LACHAUD, P. LOUIS et C. MENNECHET, 1980, *Etude gravimétrique de la moitié Sud-Est de l'île de la Réunion*. C. R., Acad. Sc., Paris, 290, B., p. 139-142.
- KIEFFER G., B. TRICOT et P. M. VINCENT, 1977, *Une éruption inhabituelle (Avril 1977) du Piton de la Fournaise (île de la Réunion): ses enseignements volcanologiques et structuraux*. C. R. Acad. des Sci., Paris, 285, D., p. 957-960.
- KORNPROBST J., J. L. CHEMINEE, C. DUPUY, J. NOUGIER et N. VATIN PERIGNON, 1979, *Différentiation et mélanges magmatiques: l'emplissement de la vallée des Remparts (Piton de la Fournaise-Réunion)*. 7ème réunion annuelle des Sci. de la Terre, Lyon, 23-25 Avril.
- LENAT J. F. et AUBERT M., 1981, *Structure of Piton de la Fournaise Volcano (Réunion island, Indian Ocean) from Magnetic Investigations. An Illustration of the Analysis of Magnetic Data in a Volcanic Area*. Jour of Vol and Geoth. Res., 12, 3/4, p. 361-392.
- LIPMAN P. M., 1980, *The Southwest Rift Zone of Mauna Loa: Implications for Structural Evolution of Hawaiian Volcanoes*. Am. Journ. of Sci., 280, Part 2.
- LUDDEN J. N., 1976, *The Petrology of Piton de la Fournaise Volcano, Réunion Island, Western Indian Ocean*. PhD Victoria University of Manchester.
- MCDUGALL I., 1971, *The Geochronology and Evolution of the Younger Volcanic Island of Réunion, Indian Ocean*. Geochim. and Cosmochimi. Acta, 36, p. 261-288.
- MONTAGGIONI L. F., 1979 *Observations préliminaires sur la topographie sous-marine du volcan de la Fournaise (île de la Réunion). Interprétations morphostructurales*. Travaux RCP 419 - «Mascareignes et Comores».

- NATIEL P., 1978, *Les volcans de la Réunion. Pétrologie. Facès zéolite (Piton des Neiges). Sublimés (Piton de la Fournaise)*. Thèse d'Etat, Paris Sud (Orsay), 510 pp.
- SWANSON D. A., DUFFIELD W. A., FISKE R. S., 1976, *Displacement of the South Flank of Volcano: the Result of Forceful Intrusion of Magma into the Rift Zones*. Geol. Surv. Prof. Paper 963.

- UPTON B. G. J. et WADSWORTH W. J., 1966, *The Basalts of Réunion Island, Indian Ocean*. Bull. Volcanol., 29, p. 7-24.
- et WADSWORTH W. J., 1972, *Aspect of Magmatic Evolution of Réunion Island*. Phil. Trans. Roy. Soc. London, A 271, p. 105-130.

Ms. received Dec. 1981; sent to review Jan. 1982. Accepted March 1982.

Annexe VIII

Volcano-structural Evolution of Piton des Neiges, Reunion Island, Indian Ocean

L. CHEVALLIER
N. VATIN-PERIGNON

*Laboratoire de Géologie, Institut Dolomieu L.A. 69 CNRS,
Université Scientifique et Médicale de Grenoble, Rue Maurice
Gignoux 83031 Grenoble Cedex, France*

ABSTRACT

Four volcano-structural stages have accompanied the building of Piton des Neiges: 1) Emergent growth stage of the island. The major eruptive system is a rift zone trending N 120°, associated with dextral strike-slip faults trending N 30° and en-echelon extensional fissures trending N 70°. Breccias and lava tubes produced by aerial and phreatomagmatic activity are injected with outward-dipping dike swarms along ring fractures suggesting a mechanism analogous to cauldron subsidence. 2) Shield building stages of growth are related to fissures along the main rift zone and three minor rifts trending N 160°, N 45° and N 10°. The summit of the basaltic shield volcano is stretched and collapsed in a graben-like caldera depression along normal and antithetic faults. 3) Differentiated lavas are erupted during two stages separated by the opening of a new caldera corresponding to an explosive activity, a silicic cone-sheet system and a collapse structure. 4) Younger volcanic activity restricted to the inside caldera, has presumably emptied the underlying magma reservoir, building a central volcano collapsed along ring internal dip fractures.

The relationships between magnetic anomalies and transform faults in the Mascarene basin and observed fissure and faults on Piton des Neiges suggest that volcanism would be structurally controlled. Active volcanism occurring possibly as a result of tension at the intersection of an northeast-southwest fracture zone with the paleorift axis (dated by the magnetic anomaly 27).

Models illustrating the gradual evolution of Piton des Neiges would explain successive caldera collapses controlled by the size, the shape and the depth of the magma reservoir.

INTRODUCTION

Reunion is an entirely volcanic island located in the western part of the Indian Ocean and forms with Mauritius and Rodriguez the Mascarene archipelago (Fig. 1). The detailed topography of this region of the ocean floor and magnetic anomalies (SCHLICH and PATRIAT, 1971; SCHLICH, 1975; PATRIAT and SCHLICH, 1979) indicate that the boundary between Madagascar and Mascarene basins coincides with fractures zone B. The existence of a SE-NW trending Early Paleocene (60 m.y.) fossil Rise (dated by the magnetic anomaly 27) in the Mascarene basin is clearly demonstrated between C-D and D-E major fracture zones. In the segment between B and C fracture zones the axis of this fossil rise is underlined by the topography of the ocean floor to the northwest of Reunion island. The location of Reunion may be related to the presumed segment of this fossil rise about midway between the B and C fracture zones. To the east, the central Indian Ridge appears to have been initiated 10 m.y. The position of anomaly 5, suggests a spreading rate of 3-4 cm/yr. Building up of the emerged part of Piton des Neiges which occurred during the last three million years is, therefore, posterior to the Central Indian Ridge opening.

Reunion consists of two overlapping volcanoes. The older one is an extinct shield volcano, Piton des Neiges (3069 m), rising from 4000 m below sea-level; the

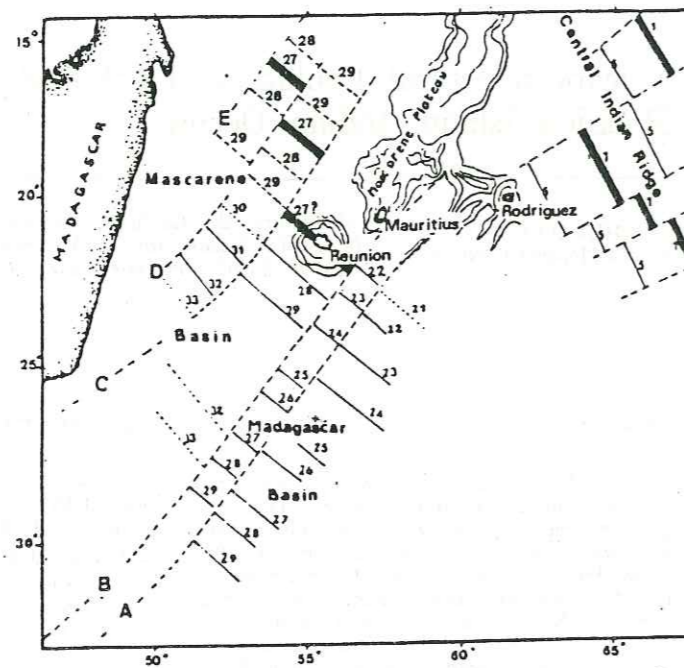


FIG. 1 — Structural sketch map of Mascarene and Madagascar basins (after SCHLICH, 1975; PATRIAT and SCHLICH, 1979). Reunion, Mauritius and Rodriguez are located with respect to mapped magnetic anomalies (1: presently active rift; 27: paleorift) and transform faults A to E.

younger one is the active volcano of Piton de la Fournaise (2631 m) built against the southeast flank of the former.

LACROIX (1936) outlined the petrography of volcanic rocks of the active volcano. More recently papers have been concerned with morphological studies (RIVALS, 1950), radiometric dating (MCDUGALL, 1971; GILLOT and NATIVEL, 1982), petrology and geochemistry (UPTON and WADSWORTH, 1966, 1972; LAUX, 1976; NATIVEL, 1978; NATIVEL *et al.*, 1979) and geological mapping (BUSSIÈRE, 1967; BILLARD, 1975) of the island.

According to UPTON and WADSWORTH (1965), Piton des Neiges is a large composite highly dissected shield volcano that grew in three major phases of activity (Fig. 2): 1) Older Oceanite Series emplaced prior to 2.1 m.y. ago; 2) Younger Oceanite

Series forming three periods of construction about 2.1 m.y., 1.22–0.95 m.y. and 0.6–0.43 m.y. in age; 3) Differentiated Series emitted in the period from 0.35 to 0.056 m.y. The Older and Younger Oceanite Series are extensively zeolitized. Only transitional and alkali-olivine lavas similar to those of Mauritius (MCDUGALL and CHAMALAUN, 1969) have been found on Reunion island. At the end of the volcanic activity, differential erosion controlled by fracture zones have opened three deep cirques: Cilaos, Mafate and Salazie, in the core of the volcano, revealing up to 2.5 km of vertical stratigraphical relationships.

The main purpose of this paper is to examine the processes of structural evolution of Piton des Neiges and relate its activity to the plate tectonics of the western Indian Ocean.

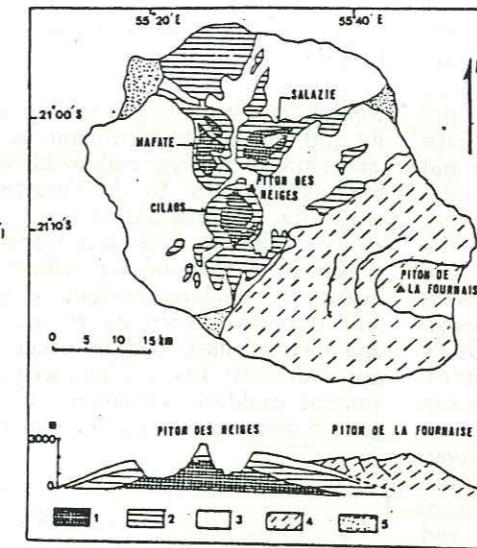


FIG. 2 — Simplified geological map of Reunion island (after UPTON and WADSWORTH, 1965) and schematic section showing three periods of edification for Piton des Neiges: 1) Older Oceanite Series, 2) Younger Oceanite Series and 3) Differentiated Series, 4) Oceanites of Piton de la Fournaise, 5) Fluvialite gravels.

scoria horizons and volcanic detritus. Reworked material derived from the volcanic deposits consists of chaotic matrix-poor breccias, mudflows and well-bedded detritic breccias. No pillow-lavas have been found in this sequence intruded by a younger unmetamorphosed dyke complex. UPTON and WADSWORTH (1969) hypothesize that these oldest rocks were erupted below sea-level and that the volcano was subsequently uplifted several kms. However, our geological observations reveal no pillow-lavas or fossil-rich sequences in this serie. In addition, no evidence for regional uplift like normal faulted blocks have been found, on the contrary evidence for phreatomagmatic or subaerial activity is often present in the deposits.

The emplacement of the primitive breccias takes place along a linear zone trending N 120° and occurs from feeder channels with the same general orientation. Early Piton des Neiges is built up along this N 120° volcanic rift zone which is several km long. In a second phase, an intrusive complex is injected in the primitive breccias. Dikes and sills of oceanite and olivine basalts with glassy chilled margins, ranging in thickness from 0.2 to 1.5 m, are well-exposed in the cirques.

VOLCANO-STRUCTURAL EVOLUTION

Detailed geological mapping of Piton des Neiges shows that the volcano was built during four volcano-tectonic stages (CHEVALLIER, 1979).

First Stage: the Primitive Breccias

This formation, deeply altered by leaching and hydrothermal processes is undatable and crops out in the deeper parts of the cirques between 400-1500 m above sea-level. These oldest volcanic rocks of the basement are predominantly basaltic pyroclastic debris with glass-rich clastic angular elements ranging from 50 cm to 0.5 cm for the blocks and fine-grained size for the matrix. These volcanic breccias are interbedded with lava tubes, brecciated lava flows, unwelded reddish

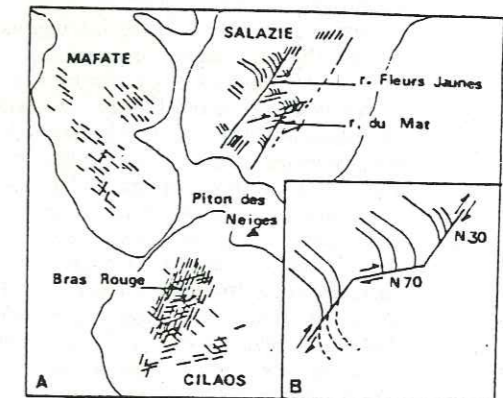


FIG. 3 — A) dike system cutting the primitive breccias in the cirques, B) kinematic model of structural relationships between N 120°, N 30° and N 70° trending faults.

Mapping of the intrusive complex clearly shows two tectonic axes: N 120° and N 30° (Fig. 3). N 120° is the trend of the volcanic rift zone. The N 30° system (dikes and fissures) is concentrated in Bras Rouge (the Cilaos cirque) and Fleurs jaunes and du Mât rivers (the Salazie cirque). An enechelon system of dikes and faults trending N 70° forms a conjugate relation to the N 30° axis, according to the structural pattern of a dextral fault system (VIALON *et al.*, 1976). In such a kinematic model, the N 30° system is the strike slip direction and N 70° are tensional fractures. The dikes N 120° are distorted by this slip system.

It is emphasized that the observed structural features are consistent with the fabric of the sea-floor in the western Indian Ocean showing rift zones and transform faults.

Sheeted dikes and sills observed throughout cross-sections follow arcuate fractures with regular thicknesses and form massive continuous bodies. Oceanite and olivine basalts dikes trending N 120° have outward and symmetrical dips with respect to the axis of the rift zone. Related sills intrude primitive breccias at different levels: the earliest sills being at the highest level and the last one being the lowest (Fig. 4A). These observations suggest *cauldron subsidence* as a possible explanation for the formation of such an intrusive complex. These intrusions occur when the pressure decreases on the underlying magma body during the period of quiescence immediately following the primitive breccia phase. The subsidence of central blocks induces magmatic injections along arcuate fractures and sills are generated along a plane of detachment. It is important to note that this cauldron subsidence is correlated with observable normal faults in the Cilaos cirque (in the southern part of Piton des Gueules Rouges, Fig. 4B). These observed patterns are similar to those of many other volcanoes (CLOUGH *et al.*, 1909; ANDERSON, 1936; ROBERTS, 1970) and may explain the *layered gabbro* of du Mât river (CHEVALLIER, 1979). This plutonic complex is believed to represent early intrusions cross-cutting the primitive breccias

(UPTON and WADSWORTH, 1970). Its visible lateral extent is over 2 km but its total volume is unknown. This complex consists of a sequence of gabbro, ultrabasic and anorthositic with cumulus textures suggesting a rhythmic compositional layering. It appears to be derived from magmatic sedimentation in a small magma chamber or a large laccolith. The presence of microfolding within the sequence is considered evidence of slumping and convective currents in this magma chamber as described in other volcanic areas (JUTEAU, 1975). Thus, according to a general cauldron subsidence model, the gabbro body may be considered as a large

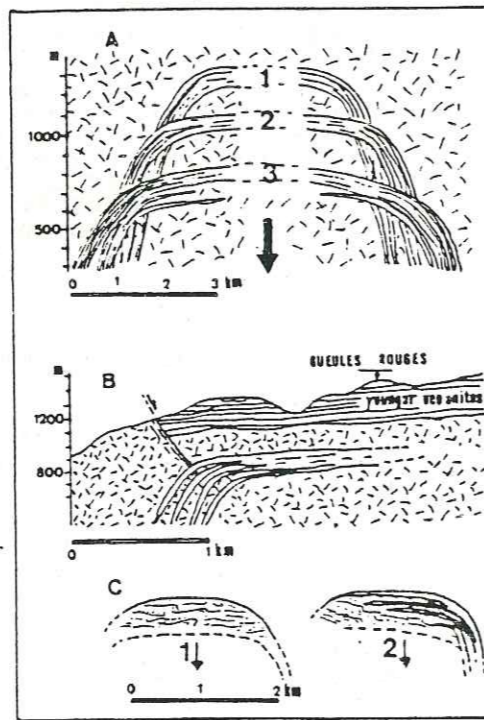


FIG. 4 — Cauldron subsidence at the end of the activity of primitive breccias. A) different levels of the roof of subsident blocks and subsequent intrusive complex. B) normal faults of Piton des Gueules Rouges (Cilaos cirque) related to cauldron subsidence. C) deep-seating of layered gabbro: 1) unsticking magmatic injection and sedimentation, 2) minor collapses, dike injections trending N 120°.

collapse structure infilled by magma. After some cooling has occurred, other minor collapses accompanied by fault movement, occur as a result of subsidence and are responsible for injection of doleritic dikes along the gabbro-breccia contacts (Fig. 4C). The gabbro body has been tilted around this N 120° axis, so that its original horizontal layering now strikes N 110° with dips 30° S.

Second Stage: the Basaltic Shield Volcano

The older breccia sequences are overlain by up to 800 m of thin unwelded scoria beds and lava flows (0.5 to 1 m thick). The rock types range from olivine oceanites or aphyric basalts to occasional ankaramites (UPTON and WADSWORTH, 1966, 1972). This major effusive phase results in the building of a large roughly circular shield volcano (Fig. 5). The lower units are extensively zeolitized and undatable. K-Ar ages obtained on fresh rocks from the upper units range from 2.1 to 0.43 m.y. (McDOUGALL, 1971).

Shield building stages of growth are related to an extensive system of fissures opened across the volcano along the main rift zone trending N 120° and three minor rifts trending N 160°, N 45° and N 10° that converge on the Kerveguen sector. In this area, widespread and voluminous accumulations of cinder, ash and tuff materials indicate the vicinity of an important summit crater. These four extensional zones correspond to linear complexes of vertical dikes intruded at different levels of the series. These dikes have constant thicknesses: 1 to 3 m and are composed of oceanites, olivine basalts, ankaramites and aphyric basalts. Intrusion frequency is about one per 100 m with a maximum density as much as one per 50 m along the main rift axis. These intrusive zones form a system more than several km wide (9 to 20 km) and may extend up to 40 km from the coast according to bathymetric studies (FISHER *et al.*, 1967). Pit craters and graben structures are lacking but some scoriaceous vents are

related to these intrusions. It is important to note that the N 120° trending faults, responsible for the primitive activity of the volcano, is still the dominant structure.

At the end of the formation of the basaltic shield volcano the summit is marked by several collapses partly filled with oceanites erupted afterwards. The first structural feature is closely related to the intersection of these collapses. The caldera so formed is about 30 km in diameter and marked by the presence of arcuate faults associated with vertical or steep inwards dipping margins truncated by somewhat younger fractures. In the east, arcuate faults correspond to the caldera bounding fault scarps, 400 to 600 m high (Fig. 5 a,b,c). As indicated in the cross section AB, preserved topographic walls on the southern and northwestern margins are the boundaries of small graben-like structures infilled by more differentiated lavas. The present exposures are of deeply eroded portions of the former caldera but their extensions on the western side are buried beneath differentiated lavas. To the north, the present topography indicate that this structure was opened in the sea.

No magmatic injections related to cone-sheets or pyroclastic flows have been observed along the caldera rims; the magma intruded only radial dike system. This caldera may be interpreted as due to the swelling of the volcanic pile that caused the summit of the shield volcano to stretch and collapse along normal and antithetic faults similar to an ideal graben structure produced experimentally (CLOOS, 1928, 1931; ELMOHANDES, 1980). This caldera model of a graben-like manner (swelling, stretching and collapse) have been suggested by VINCENT (1960) for the precaldra stage of Tibestian composite volcanoes. The former caldera of Piton des Neiges slightly differs from Hawaiian calderas, *e.g.*: Kilauea, Mauna Loa, Hawaii; Karthala, Comores (MACDONALD, 1965; WILLIAMS and MCBIRNEY, 1979); the younger caldera of Piton de la Fournaise, Reunion (BACHELERY, 1981; CHEVALLIER and BACHELERY, 1982) located at the summit of basaltic shield volcanoes

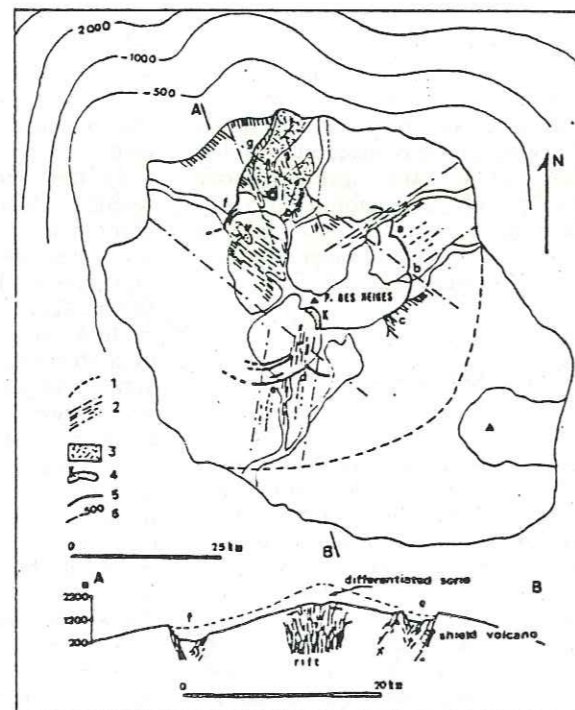


FIG. 5 — Tectonic map of the shield volcano, 1) supposed boundary of the shield, 2) rift zones, 3) oceanite lava flows infilling the caldera, 4) volcanic brecciated material of Kerveguen, 5) caldera rims, 6) bathymetric curves (after FISHER *et al.*, 1967).

a) Morne du Bras des Lianes, b) Piton rivière des Roches, c) Ilet Patience, d) Dimitile, e) Bras de Nefles, f) Dos d'Ane, g) rivière Saint-Denis.

Cross-section AB showing the graben-like caldera depression. Some of the observed dikes and faults have been represented.

and consisting of well-defined, circular structures with small sizes resulting of the injection of magma along a rift zone.

After having filled the former caldera, the shield volcano has been dissected by strong erosion guided by preexisting fractures.

Third Stage: the Alkaline Differentiated Lavas

Volcanic activity starts again about 0.35 m.y. and has about 300 000 y. duration (MCDOUGALL, 1971). During this stage the volcanic center is located at the intersec-

tion of radial fissure system (Rond du Bras Rouge, Cilaos cirque, Fig. 6) and built up a central volcano reaching a height of about 1000 m. New lavas erupted from the central vent consist of an alkaline suite with a hawaiitic to trachytic composition and range from 0.35 to 0.073 m.y. (MCDOUGALL, 1971; GILLOT and NATIVEL, 1982). A second collapse structure took place at the end of this differentiated series.

The precaldera activity consists mainly of plagioclase-phyric hawaiites («Pintade» lavas) and aphyric mugearite lava flows covering the primitive shield caldera, overflowing on the eastern and western

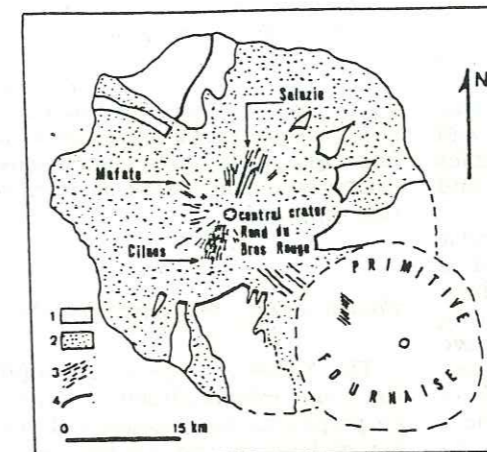


FIG. 6 — Precaldera stage during the alkaline differentiated period. 1) basaltic shield volcano, 2) differentiated lavas, 3) radial dike system, 4) caldera rims left.

slopes and filling gulches formed during previous erosional stages. At about the same time, the first eruption of Piton de la Fournaise volcano, on the south-east, is controlled by the N 120° trending rift zone. Structural evidence of this activity is represented by a system of sub-parallel olivine basalt dikes trending N 120° associated with a strong fracturing into hawaiites of Piton des Neiges in the same direction. The precaldera lava flows are fed by a radial intrusive system intersecting the volcanic center of Rond du Bras Rouge. Subvertical dikes with sinuous pattern, less than 1 m in thickness, may be followed over altitude differences of up to 2000 m. The N 30° trending direction is dominant with a maximum density of intrusions along the Bras Rouge flanks. Sheeted dikes and a well-defined fracture zone may be observed on both aerial views and the field in Salazie cirque. These radial dikes have only generated some thin, short, irregular and isolated sills intruded in force between lava flows and differ from the massive, long, regular sheeted sills of the primitive breccia stage related to the cauldron subsidence. These dikes are basaltic to mugearitic in composition; the basaltic

ones, strongly altered by hydrothermal processes (zeolite, epidote, prehnite, pumpellyite association) are the former intrusive swarm, but no basaltic flows are connected with them.

The caldera stage corresponds to an explosive activity, a silicic cone-sheet system and a collapse structure (Fig. 7). The explosive activity produced silicic pyroclastic and pumice-flow deposits laid down the outer flanks of the volcano. Ignimbritic pyroclastics of Plateau Wickers with more than 100 m in thickness emitted inside the caldera, are benmoreitic (matrix) to trachytic (glassy porphyre, fiamme, HAVETTE and NATIVEL, 1977). The K-Ar age of this deposit is

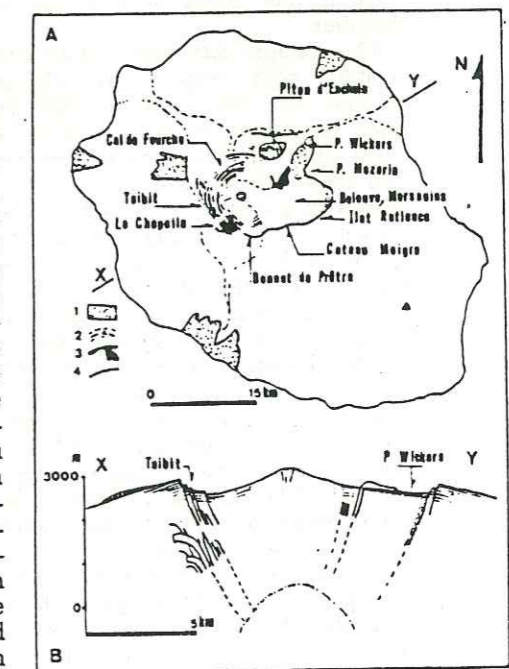


FIG. 7 — Caldera stage of the alkaline differentiated period.

A) structural sketch map showing 1) pyroclastic deposits, 2) thin cone sheets, 3) thick cone sheets (40 m) and the flowed dome of Belouve, 4) caldera rims.

B) cross section XY showing the silicic cone-sheet caldera and presumed origin of welded pyroclastic flows of Plateau Wickers.

188 000 ± 25 000 y. (GILLOT and NATIVEL, 1982). The location of the eruptive fissures generating pyroclastic flows is not clearly defined. Explosive silicic volcanism is related to the caldera collapse and may be originated along bounding faults and cone sheets as suggest numerous samples of andesitic volcanoes (WILLIAMS and GOLES, 1968; CHRISTIANSEN, 1979).

The cone sheet system forms a circular structure of 10 km in diameter and is composed of trachytic and syenitic dikes. Some syenitic intrusions as thick as 40 m (La Chapelle in Cilaos cirque) have inward 60° to 70° dips and evolve to horizontal sheets, getting a «trumpet» form (Fig. 7B). This trachytic cone sheet connected with explosive activity can be explained by fractionation during the late stage in the upper part of the magma chamber.

The collapse structure has an eccentric position with respect to the central volcano. On the southern and western sides, the caldera is surrounded by normal faults and cone-sheets: the arcuate fracture zone of Bonnet de Prêtre, the Taibit crest with a visible throw of 800 m and an inward dip of sinking blocks and the scarps and ring fractures of Col de Fourche. Towards the north, the caldera rim is bounded by the sinking block of Piton d'Enchain. The eastern part of the caldera is surrounded by the scarp of Coteau Maigre, Ilet Patience and Plateau Mazerin bounding a flat depression (Plaine des Marsouins and Plateau Belouve) with a visible throw from 300 to 600 m. This eastern collapse seems be due to eruptions of ignimbritic pyroclastics with unknown volume.

The caldera of the differentiated alkaline period of Piton des Neiges is controlled by active margin ring faults generating a silicic volcanic activity. As suggested by REYNOLDS (1956), enlargement of ring fractures and sinking of the bounded blocks should be related to eruptions of pyroclastic deposits resulting from expansion of volcanic gasses released from ascending magma.

Silicic pyroclastic eruptions and their associated caldera collapses are a typical activity of composite volcanoes located on

continental margins and oceanic arcs and not common in oceanic intraplate volcanism. Caldera of Piton des Neiges is similar to that of Crater Lake, Oregon (WILLIAMS, 1942): both calderas are related to cone sheet system showing pyroclastic deposits and ash beds contemporaneous with collapses and injections of magma along ring fractures.

Fourth Stage: the Last Activity

The following stage is the infilling of the young caldera 70 000 to 50 000 y. ago by porphyritic benmoreites with overflowing of lavas to the eastern part of the volcano along the slopes. The volume of lavas is very small and about 10 m in thickness restricted to the inside caldera. A dense system of feeder radial dikes converges to the central crater of Rond du Bras Rouge. Ring intrusions with 70° internal dips surround a summit crater less than 2 km in diameter related to the upper magmatic chamber and where occurred the last activity of Strombolian type followed by thermomineral springs aligned along N 30° trending fractures.

DISCUSSION

The four volcanic cycles of Piton des Neiges building are characterized by their own intrusive and fracture systems and ended with collapse structures (Fig. 8): A) the emplacement of primitive breccias (oceanite and olivine basalts) along the N 120° trending rift zone is closed by dike swarms related to a cauldron subsidence above a subjacent magma body causing a small surface collapse. B) the growth of the basaltic shield volcano (oceanite and olivine basalts) is related to an extensive system of fissures opened along the N 120° major rift zone and several minor linear radial rifts. This radial system resulted in caldera cutting the summit of the shield volcano as a graben-like manner. This structure suggests the existence of a deep magma chamber in the

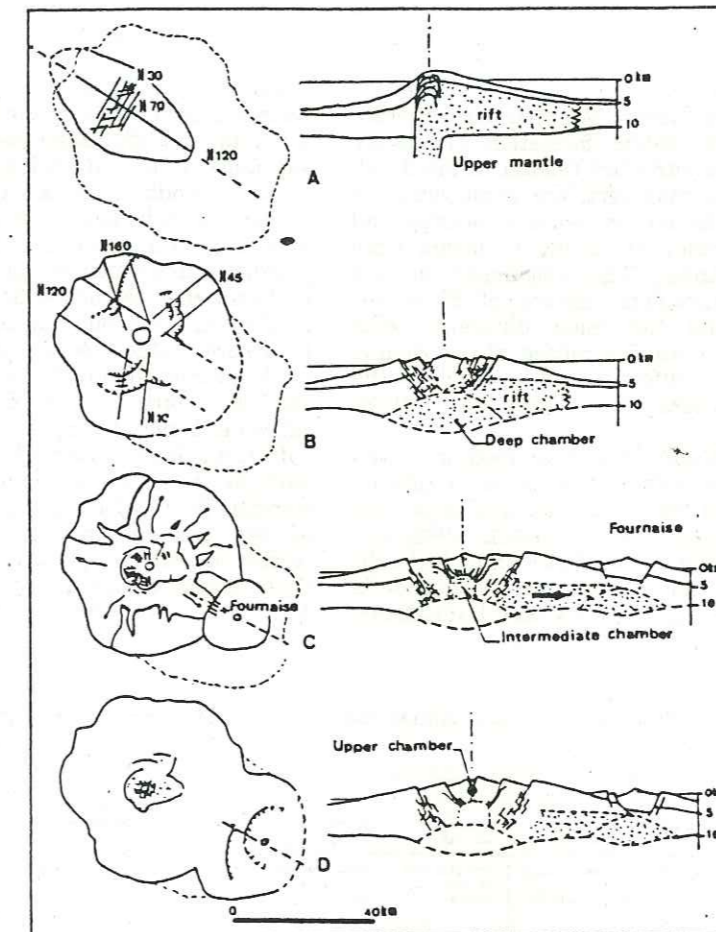


FIG. 8 — Gradual volcano-structural evolution of Piton des Neiges. Cross sections parallel to the N 120° trending rift zone (right part).
A) the surface collapse related to the cauldron subsidence,
B) the shield volcano and the graben-like caldera depression,
C) the silicic cone-sheet caldera,
D) the last summit crater.

lower part of the oceanic crust or an asthenospheric swelling like the model developed by HILL (1969) for the island of Hawaii. C) the alkaline differentiated lavas of the third stage (hawaiites and mugearites) infilling the shield caldera, are related to radial system of intrusions. At the end of this period the N 120° rift

activity decreased and migrated to the southeast building the Piton de la Fournaise shield volcano. This cycle is closed by a caldera formation with active bounding faults producing pyroclastic materials, correlated by cone sheets to the upper part of a high level magma chamber. D) the last activity of Piton des

Neiges (benmoreites) occurred on a summit collapse crater connected by cone sheets and radial dikes at shallow depth.

The volcano structural evolution of Piton des Neiges summarizes different models of caldera formation (Table 1). These structures are related to the depth of magma chambers, the composition of magma, the type of volcanic activity and the frequency of rising of magma from deep sources. The originality of the oceanic intraplate volcano of Piton des Neiges and the main difference with Hawaiian volcanoes consist of the volume of alkaline differentiated lavas filling the shield caldera and related to a silicic magma.

The volcanic rift developed on Piton des Neiges shield is identical to rifts on Crozet and Mauritius shields (CHEVALLIER and NOUGIER, 1981; PERROUD, 1982) and appears different to Hawaiian or Icelandic rift zones and to active rifts of Piton de la Fournaise (CHEVALLIER and BACHELERY,

1982) (Table 2); it is suggested the term of *Reunionan rift type* for these structures.

The early volcanic activity of Piton des Neiges is dominated by the mechanism of a rift zone N 120° associated with strike-slip fault N 30° and conjugate en-echelon N 70° trending faults. The kinematic model is a right lateral strike-slip system with concentric and radial intrusions. The activity of this rift zone occurred principally during the oceanic period and migrated to the southeast building the Piton de la Fournaise volcano. Moreover, the system of Mauritius island (PERROUD, 1982) is also characterized by a N 100° trending rift zone, active during the first period of volcanism, later truncated on its eastern part by a somewhat younger structure trending N 20°. Considering the directions of two tectonic axes trending N 120° (active rift) and N 30° (strike slip system), these structures appear intimately aligned with those of the Ocean floor of Masca-

TABLE 1 - Successive structures during the four volcano-tectonic stages of Piton des Neiges Volcano.

Caldera-type	diameter (km)	tectonic features	volcanic activity	composition of magma	timing of collapses	supposed location of the magma reservoir	other caldera systems and references
A) CAULDRON SUBSIDENCE	unknown	outward-dipping dike-swarms, large collapse structure	breccias and volcanic detritus	oceanites and olivine basalts	at the end of activity	unlocated	Glencoe, western Scotland (Bailey and Maufe, 1960) Possession (Crozet) (Chevallier and Nougier, 1981)
B) GRABEN-LIKE CALDERA DEPRESSION	30	coalescence of small collapses, normal and antithetic ring faults, no magmatic injections along the caldera rim.	lava flows	oceanites and olivine basalts	at the end of the shield-building activity	in the oceanic crust (about 12 km beneath the summit)	Valle del Bove, Mount Etna (Klerax, 1970), Earlier calderas of Fournaise (Chevallier and Bachelery, 1982), Pre-caldera stage of Tibestian volcanoes (Vincent, 1960).
C) SILICIC CONE-SHEET CALDERA	13	elliptical collapse, inward-dipping cone-sheet fractures, radial intrusions	silicic pyroclastic eruptions	alkaline differentiated serie (hawaiite to trachyte)	contemporaneous with silicic explosive activity	at shallow level in the volcanic pile (about 7 km beneath the summit)	Crater Lake, Oregon, USA (Williams, 1942; Williams and Gales, 1968; Christiansen, 1979)
D) SUMMIT CRATER	2	circular collapse formed by sinking of the summit, conical and radial systems.	effusive and Strombolian summit eruptions	hawaiites	contemporaneous with activity	about 3 km beneath the summit	Piton de la Fournaise summit craters (Bachelery, 1981) Mauna Loa and Kilauea in Hawaii (Macdonald and Abbott, 1970) Karthala, Comores (Strong and Jacquot, 1970)

TABLE 2 - Main characteristics of Piton des Neiges, Hawaii and Iceland rift zones.

	width (km)	form	volcanic activity	principal features	some other examples and references
PITON des NEIGES	9 - 20	linear	cinder cones intrusive complex	swelling of the shield volcano and graben-like caldera depression	Mauritius island (Perroud, 1982) Crozet island (Chevallier and Nougier 1981).
HAWAII	1 - 3	curve	pit craters fissural activity	contemporaneous with summit caldera activity	Present active Piton de la Fournaise rift zone (Chevallier and Bachelery, 1982) Karthala, Grande Comore (Strong and Jacquot, 1970)
ICELAND	50	linear	persistent activity numerous volcanoes	linear graben	Danakil Depression, northern Afar (Ethiopia) (Barberi et al. 1970) median rift of oceanic ridges (Ballard et al., 1975)

rene basin: the rift zone trending N 120° is parallel to the direction of magnetic lineations (N 127) and the fracture zone trending N 30° is aligned with the transform faults (Fig. 9). This close association and similar trends of structures seen at the volcano Piton des Neiges and the fabric of the western Indian Ocean floor suggest a genetic relationship between them.

The relation between the volcanism and the intraplate regions have been discussed by many authors and resulted in many models recently summarized by PILGER (1982). These models, such as the hotspot hypothesis (WILSON, 1963; MORGAN, 1972), the asthenospheric channeled flux (SCHILLING and NOE-NYGAARD, 1973; VOGT and JOHNSON, 1975), include the intraplate stress hypothesis (SOLOMON and SLEEP, 1974), the asthenospheric drag mechanism (SYKES, 1978) and sources of intraplate stresses such as membrane stress (TURCOTTE and OXBURGH, 1973, 1978) or shear heating hypothesis (JACKSON and SHAW, 1975). In the case of Reunion, it seems difficult to

interpret the Piton des Neiges - Piton de la Fournaise alignment only as a fixed oceanic hotspot (DUNCAN, 1978) or with the pipe model extending from Reunion to the Central Indian Ridge as proposed by MORGAN (1978). No volcanic alignments in the Mascarene basin prove the validity of these hypotheses in their present forms. Another explanation can be proposed for the origin of the volcanic activity where Reunion is located: the N 120° - N 30° system may be related to the fabric of oceanic rifts showing perpendicular transform faults and could be reflect the reactivation of a relict paleorift zone associated with an old transform fault. In this hypothesis, the volcanic activity starting on the oceanic floor at -4 000 m is thought presumably to be a result of movements of preexisting fractures contemporaneous with the Central Indian Ridge opening 10 m.y. ago.

Some relationships between volcanic structures and oceanic lineaments have also been established on the Crozet Archipelago in the southern Indian Ocean (CHEVALLIER and NOUGIER, 1981).

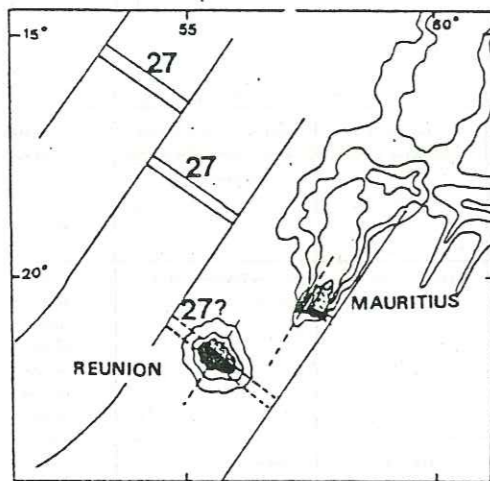


FIG. 9 — Interpretation of relationships between the structure of the Ocean floor in the Mascarene basin (after PATRIAT and SCHLICH, 1979) and the positions of the N 120° trending volcanic rift zone of Piton des Neiges (CHEVALLIER, 1979) and the major structural formation of Mauritius (PERROUD, 1982).

CONCLUSION

The volcanic history of Piton des Neiges volcano in the last 3 m.y. is marked by four notable features. 1) A localized subsidence along the axis of a N 120° trending rift zone and a swelling model ended with 2) a graben-like caldera take place during the time oceanite and olivine basalts were flowing. These structures coincide with the greatest production of basaltic material and are related to a deep magma reservoir. The graben-like caldera is probably caused by the withdrawal of magma. 3) A silicic cone sheet caldera and 4) a small summit crater are related to a significant change in the volume and composition of young lavas. The collapse structure correspond to a magma reservoir expected at shallow depths and producing small amounts of pyroclastic deposits.

Volcanism of Piton des Neiges was apparently beginning along a rift zone distorted by northeast-southwest right-lateral strike-slip fault. This observed structural system exhibit many similarities with the fabric of the sea-floor in the

western Indian Ocean. It is suggested a melting by shear heating in the lower part of the oceanic crust (thereabouts 12-km depth beneath the present summit) for the origin of the island.

ACKNOWLEDGEMENTS

Financial support for this study was provided in part by the French National Research Center (CNRS) under contrat RCP 419 grant to P.M. Vincent. This paper grew out a doctoral thesis at the Scientific and Medical University of Grenoble by Luc Chevallier. We are very grateful to John N. Ludden and Michel P. Semet for their constructive criticisms and reviews of the manuscript. We wish to particularly thank Wendell A. Duffield and Pierre M. Vincent for comments on an earlier draft and Brian G.J. Upton for his interest in this work.

REFERENCES

- ANDERSON, E.M., 1936, *The Dynamics of the Formation of Cone Sheets, Ring Dikes and Cauldron Subsidence*. Proc. roy. Soc. Edinburgh, 56, p. 129-157.
- BACHELERY, P., 1981, *Le Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion). Etude volcanologique, structurale et pétrologique*. Thèse de Spécialité, Clermont-Ferrand, 215 pp.
- BAILEY, E.B. and MAUPE, H.B., 1960, *The Geology of Ben Nevis and Glen Coe and the Surrounding Country*. Mem. Geol. Surv. Scotland, 307 pp.
- BALLARD, R.D., BRYAN, W.B., HEITZLER, J.R., KELLER, G., MOORE, J.G., VAN ANDEL, T.J., 1975, *Manned Submersible Observations in the Famous Area: Mid-Atlantic Ridge*. Science, 190, p. 103-108.
- BARBERI, F., BORSI, S., FERRARA, G., MARINELLI, G., VARET, J., 1970, *Relations between Tectonics and Magmatology in the Northern Danakil Depression*. Phil. Trans. Roy. Soc. London, A, 267, p. 293-311.
- BILLARD, G., 1975, *Carte géologique de la Réunion au 1/50 000^e. Notice explicative*. Carte géologique détaillée de la France, 40 pp.
- BUSSIERE, P., 1967, *Carte géologique de la Réunion au 1/100 000^e. Notice explicative*. Carte géologique détaillée de la France, 25 pp.
- CHEVALLIER, L., 1979, *Structures et évolution du volcan Piton des Neiges, Ile de la Réunion; leurs relations avec les structures du bassin des Mascareignes, Océan Indien occidental*. Thèse de Spécialité, Université de Grenoble 1, 187 pp.
- CHEVALLIER, L. and BACHELERY, P., 1982, *Evolution structurale du volcan actif du Piton de la Fournaise, Ile de la Réunion, Océan Indien occidental*. Bull. Volcanol., 44, p. 51-59.
- and NOUGIER, J., 1981, *Première étude volcanologique de l'Ile de la Possession, Iles Crozet (TAAF), Océan Indien austral*. C.R. Acad. Sci. Paris, 292, II, p. 363-368.
- CHRISTIANSEN, R.L., 1979, *Cooling Units and Composite Sheets in Relation to Caldera Structure*. Geol. Soc. Amer., Special Paper, 180, p. 29-42.
- CLOOS, H., 1928, *Über antithetische Bewegungen*. Geol. Rundsch., 19, p. 246-251.
- , 1931, *Zur experimentellen tektonik, Brüche und Falten*. Naturwiss., 19, p. 242-247.
- CLOUGH, C.T., MAUPE, H.B. and BAILEY, E.B., 1909, *The Cauldron Subsidence of Glencoe and the Associated Igneous Phenomena*. Geol. Soc. London Quart. J., 65, p. 611-674.
- DUNCAN, R.A., 1978, *Geochronology of Basalts from the Ninetyeast Ridge and Continental Dispersion in the Eastern Indian Ocean*. J. Volc. Geotherm. Res., 4, p. 283-305.
- ELMOHANDES, S.E., 1980, *The Central European Graben System: Rifting Imitated by Clay Modelling*. In: J.H. ILLIS (Ed.), *Mechanism in Graben Formation*. Tectonophysics, 73, p. 69-78.
- FISHER, R.L., JOHNSON, G.L. and HEEZEN, B.C., 1967, *Mascarene Plateau, Western Indian Ocean*. Geol. Soc. Amer. Bull., 78, p. 1247-1266.
- GILLOT, P.-Y. and NATIVEL, P., 1982, *K-Ar Chronology of the Ultimate Activity of Piton des Neiges Volcano, Reunion Island, Indian Ocean*. J. Volc. Geotherm. Res., 13, p. 131-146.
- HAVETTE, A. and NATIVEL, P., 1977, *Apport de l'analyse ionique à l'étude minéralogique d'une ignimbrite à chimisme de benmoréite du cirque de Salazie (Ile de la Réunion)*. Bull. Soc. Fr. Miner. Cristal., 100, p. 20-27.
- HILL, D.P., 1969, *Crustal Structure of the Island of Hawaii from Seismic Refraction Measurements*. Seismol. Soc. Am. Bull., 59, p. 101-130.
- JACKSON, E.D. and SHAW, H.R., 1975, *Stress Fields in Central Portions of the Pacific Plate: Delineated in Time by Linear Volcanic Chains*. J. Geophys. Res., 80, p. 1862-1874.
- JUTEAU, T., 1975, *Les ophiolites des nappes d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie)*. Sc. de la Terre, 32, 692 pp.
- KLERKX, J., 1970, *La caldera de la Valle del Bove: sa signification dans l'évolution de l'Etna (Sicile)*. Bull. Volcanol., 24, p. 726-737.
- LACROIX, A., 1936, *Le volcan actif de la Réunion et ses produits*. Gauthier-Villards Ed., Paris.
- LAUX, S.J., 1976, *The Evolution of the Early Volcanic Rocks of Reunion*. Ph. D. Thesis, Edinburgh (unpublished).
- LUDDEN, J.N., 1978, *Magmatic Evolution of the Basaltic Shield Volcanoes of Reunion Island*. J. Volc. Geotherm. Res., 4, p. 171-198.
- MACDONALD, G.A., 1965, *Hawaiian Calderas*. Pacif. Soc., 19, p. 320-334.
- , 1972, *Volcanoes*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs N.J., 510 pp.
- and ABBOTT, A.T., 1970, *Volcanoes in the Sea. The Geology of Hawaii*. Honolulu, 441 pp.
- MCDUGALL, I., 1971, *The Geochronology and Evolution of the Young Volcanic Island of Reunion, Indian Ocean*. Geochim. Cosmochim. Acta, 36, p. 261-288.
- and CHAMALAUN, F.H., 1969, *Isotopic Dating and Geomagnetic Studies on Volcanic Rocks from Mauritius, Indian Ocean*. Geol. Soc. Amer. Bull., 80, p. 1419-1442.
- MORGAN, W.J., 1972, *Plate Motions and Deep mantle Convection*. Geol. Soc. Amer. Mem., 132, p. 7-22.
- , 1978, *Rodriguez, Darwin, Amsterdam... a Second Type of Hotspot Island*. J. Geophys. Res., 83, p. 5355-5360.
- NATIVEL, P., 1978, *Volcans de la Réunion. Pétrologie, Faciès zéolite (Piton des Neiges) - Sublimés (La Fournaise)*. Thèse Doc. Etat, Univ. Paris-Sud (Orsay), 510 pp.
- , JORON, J.L. and TREUL, M., 1979, *Etude pétrographique et géochimique des volcans de la Réunion*. Bull. Soc. Géol. Fr., 21, p. 427-440.
- PATRIAT, P. and SCHLICH, R., 1979, *Dorsale fossile dans le bassin des Mascareignes. Tème Réunion*. Sc. de la Terre, Lyon, p. 355.
- PERROUD, B., 1982, *Etude volcano-structurale des îles Maurice et Rodrigue (Océan Indien occidental), origine du volcanisme*. Thèse de Spécialité, Univ. de Grenoble 1, 210 pp.
- PILGER, R.H., 1982, *The Origin of Hotspot Traces: Evidence from Eastern Australia*. J. Geophys. Res., 87, p. 1825-1834.
- RIVALS, P., 1950, *Histoire géologique de l'Ile de la Réunion*. Thèse Univ. Paris, 142 pp.
- ROBERTS, J.L., 1970, *The Intrusion of Magmas into Brittle Rocks*. In: *Mechanism of Igneous Intrusions*. G. NEWALL and R. RAST Ed., Geol. Journ. Special Issue, 2, p. 287-338.

- SCHILLING, J.G. and NOE-NYGAARD, A., 1971, *Faeroe Iceland Plume: Rare Earth Evidence*. Earth Planet. Sci. Lett., 24, p. 1-14.
- SCHLICH, R., 1975, *Structure et âge de l'Océan Indien occidental*. Soc. Géol. Fr., Mém. h.-série, 6, 102 pp.
- and PATRIAT, P., 1971, *Mise en évidence d'anomalies magnétiques axiales sur la branche ouest de la dorsale médio-indienne*. C.R. Acad. Sci. Paris, 272, p. 700-703.
- SOLOMON, S.C. and SLEEP, N.H., 1974, *Some Simple Physical Models for Absolute Plate Motions*. J. Geophys. Res., 79, p. 2557-2567.
- STRONG, D.F. and JACQUOT, C., 1970, *The Karthala Caldera, Grande Comore*. Bull. Volcanol., 34, p. 663-680.
- SYKES, L.R., 1978, *Intraplate Seismicity Reactivation of Preexisting Zones of Weakness, Alkaline Magmatic and Other Tectonism Postating Continental Fragmentation*. Rev. Geophys. Space Phys., 16, p. 621-668.
- TURCOTTE, D.L. and OXBURGH, E.R., 1973, *Mid-Plate Tectonics*. Nature, 244, p. 337-339.
- and —, 1978, *Intraplate Volcanism*. Phil. Trans. Roy. Soc. London, 288, p. 561-579.
- UPTON, B.G.J. and WADSWORTH, W.J., 1965, *Geology of Reunion Island, Indian Ocean*. Nature, 207, p. 151-154.
- and —, 1966, *The Basalts of Reunion Island, Indian Ocean*. Bull. Volcanol., 29, p. 7-24.
- and —, 1969, *Early Volcanic Rocks of Reunion and Their Tectonic Significance*. Bull. Volcanol., 33, p. 1246-1268.
- and —, 1970, *Intra-volcanic Intrusions of Reunion*. Geol. J., Special Issue, 2, p. 147-156.
- and —, 1972, *Aspects of Magmatic Evolution on Reunion Island*. Phil. Trans. Roy. Soc. London, 271, p. 105-130.
- VIALON, P., RUHLAND, M. and GROLIER, J., 1976, *Elements de tectonique analytique*. Masson Ed., Paris, 118 pp.
- VINCENT, P.M., 1960, *Les volcans tertiaires et quaternaires du Tibesti occidental et central (Sahara du Tchad)*. Mem. Bur. Rech. Géol. Min., 23, 307 pp.
- VOGT, P.R. and JOHNSON, G.L., 1975, *Transform Faults and Longitudinal Flow below the Mid-Ocean Ridge*. J. Geophys. Res., 80, p. 1399-1428.
- WILLIAMS, H., 1942, *The Geology of Crater Lake National Park, Oregon, with Reconnaissance of the Cascade Range Southward to Mount Shasta*. Carnegie Inst. Washington, Pub., 540, 162 pp.
- and GOLES, G., 1968, *Volume of the Mazama Ash Fall and the Origin of Crater Lake Caldera*. In: *Andesite Conference Guide Book*, Oregon Dept. Geol. Mineral. Industries Bull., 62, p. 34-41.
- and MCBIRNEY, A.R., 1979, *Volcanology*. Freeman, Cooper and Co. (Ed.), San Francisco, 397 pp.
- WILSON, J.T., 1963, *A Possible Origin of the Hawaiian Islands*. Can. J. Phys., 41, p. 863-870.
- Ms. received Nov. 1981; sent to review Nov. 1981. Revised ms. received Sept. 1982.
- Anderson, E.M., 1935. The dynamics of the formation of cone-sheets, ring dykes and cauldron subsidencies. Proc. Roy. Soc. Edinb, 56, 128-157.
- Auboin, J., Brousse, R. et Lehman, J.P., 1975. Précis de géologie, Tome I, 2ème édition, Bordas, Paris.
- Bachélery, P., 1981. Le Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion). Etude volcanologique, structurale et pétrologique. Thèse de Doctorat de spécialité. Université de Clermont-Ferrand. 241 pp.
- Bachélery, P., Blum, P.A., Cheminée, J.L., Chevallier, L., Gaulon, R., Girardin, N., Jaupart, C., Lalanne, F., Le Mouél, J.L., Ruegg, J.C. et Vincent, P.M., 1982. Eruption at Le Piton de la Fournaise volcano on 3 february, 1981. Nature, 297, 395-397.
- Bachélery, P. et Chevallier, L., 1982. Carte volcano-tectonique du Piton de la Fournaise (1/50 000). Editée par l'Institut de physique du Globe de Paris. Direction des Observatoires volcanologiques Français.
- Bachélery, P., Chevallier, L. et Gratier, J.P., 1983. Caractères structuraux des éruptions historiques du Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion). C.R. Acad. Sc. Paris, 296, 1345-1350.
- Bachélery, P., et Lénat, J.F., 1983. Géologie de la zone sommitale du volcan. Bulletin no7 de l'Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise, I.P.G. Paris Edit., 13-17.
- Baker, J., 1969. Small-scale arcuate intrusions on Saint Helena, South Atlantic. Bull. Volcanol., 33, 369-379.
- Baker, P.E., Grass, I.G., Harris, P.G. et Le Maître, R.W., 1964. The volcanological report of the Royal Society Expedition to Tristan da Cunha, 1962. Phil. Trans. Roy. Soc., A, 256, 439-578.
- Baker, P.E.I., Mc Reath, Harvey, M.R., Roobal, M.J. et Davies, T.J., 1975. The geology of the South shetland Islands, Volanic evolution of Deception Island. Brit. Antarct. Surv. Sci. Rep., 78, 81pp.
- Banghar, A.R. et Sykes, L.R., 1969. Focal Mechanisms of Earthquakes in the Indian Ocean and Adjacent Regions. Jnl. Geoph. Res. 74, p.632-649.
- Barling, J., 1987. Heard Island in "Volcanological Atlas of Antarctica" SCAR-IAVCIE-AGU, Le Masurier edit. (sous presse).
- Bergh, H.W., 1977. Mesozoic sea floor off Dronning Maud Land, Antarctica. Nature, 269, no5630, 686-687.
- Bergh, H.W. et Barrett, D.M., 1980. Agulhas basin magnetic high. Nature, 287, no5783, 591-595.
- Bergh, H.W. et Norton, I.U., 1976. Prince Edward fracture Zone and the evolution of the Mozambique basin. Jnl. Geoph. Res., 81, 5221-5239.
- Bergman, E.A., Nábèlek, J.L. et Solomon, S.C., 1984. An extensive region of off ridge normal faulting earthquakes in the Southern Indian Ocean. Jnl. Geoph. Res., 89, p.2425-2443.
- Bergman, E.A. et Solomon, S.C., 1980. Oceanic intraplate earthquakes: implications for the early evolution of oceanic lithosphere (abstract), Eos Trans. AGU, 64, p.759.
- Bergman, E.A. et Solomon, S.C., 1984. Source mechanisms of Earthquakes near mid-Ocean ridges from body waveform inversion: implications for the early evolution of Oceanic lithosphere. Jnl. Geoph. Res., 89, p.11 441.
- Bianchi, R., Coradini, A., Federico, C., Giberti, G., Sartoris, G. et Scandone, R., 1984. Modelling the Surface ground deformations in the phlegreans Fields volcanic area, Italy. Bull. Volcanol., 47-2, 322-330.

Bonneville, A, Barrois, J.P. et Bayer, R., 1987. New arguments for a hot spot origin of the Mascarene's volcanism based upon the interpretation of geoid data. Hawaii Symposium on How Volcanoes work, 18-25 Jan 1987, Hawaii, abstract, 23.

Boudon, J., 1983. Modèle mécanique d'un édifice volcanique par blocs-étude de pré-faisabilité. In PIRPSEV no67, 14-56.

Boudon, G. et Nougier, J., 1982. Etude volcanologique préliminaire du groupe occidental de l'archipel Crozet (TAAF), Océan Indien Austral. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 295, Série II, 895-899.

Burgum, H. Kristoffersen, Yo et Nilsen, A.K., 1981. The seismicity of Bouvetoya region in: Bouvetoya, South Atlantic Ocean, results from the Norwegian Antarctic Research Expedition, 1976-77, 1978-79, Norsk Polarinstitut, Oslo.

Cantagrel, J.M., Lameyre, J. et Nougier, J., 1980. Volcanologie et Chronologie d'une île volcanique, Ile de l'Est (archipel Crozet). Int Geol. Abstr., 26, 1, 27.

Carr, H.H., 1974. Tectonism and volcanism of the Tharsis Region of Mars, Jnl. Geophys. Res., 76, 3943-3949.

Carr, H.H., Greeley, R., Blasius, K.R., Guest, J.E. et Murray, J.B., 1977. Some Martian volcanic features as viewed from the Viking Orbiters. Jnl. Geophys. Res., 82, 3985-4015.

Cheung, Y.K. et Yeo, M.F., 1979. A practical introduction to finite element analysis, Pitman Publishing Limited, London.

Chevallier, L., 1979. Structure et évolution du volcan Piton des Neiges, Ile de la Réunion. Leurs relations avec les structures du Bassin des Mascareignes-Océan Indien Occidental. Thèse de doctorat de Spécialité-Université de Grenoble. 187pp.

Chevallier, L., 1981. Carte géologique de l'île de la Possession avec notice. CNFRA, 50. Terres Australes et Antarctiques Françaises, Paris.

Chevallier, L., 1986. Tectonics of Marion and Prince Edward volcanoes (Indian Ocean) result of regional control and edifice dynamics. Tectonophysics, 124, 155-175.

Chevallier, L., 1987. Tectonics and structural evolution of Gough volcano: a volcanological model. Jnl. Volc. Geotherm. Res. (accepté).

Chevallier, L. et Bachélery, P., 1981. Evolution structurale du volcan actif du Piton de la Fournaise, Ile de la Réunion, Océan Indien Occidental. Bull. Volcanol., 44-4, 723-741.

Chevallier, L., Lalanne, F.X., Bachélery, P. et Vincent, P.M., 1981. L'éruption du mois de Février 1981 au Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion-Océan Indien). Phénoménologie et remarques structurales. C.R. Acad. Sc. Paris, 293, 187-190.

Chevallier, L., Nougier, J. et Cantagrel, J.M., 1983. Volcanology of Possession Island, Crozet and Archipelago (TAAF). Antarctic Earth Science-Fourth International Congress. R.L. Olivier, P.R. James and J.B. Jago Editors, Cambridge University Press, 652-658.

Chevallier, L. et Vatin Perignon, N., 1982. Volcan structural evolution of Piton des Neiges, Reunion Island, Indian Ocean. Bull. Volcanol., 45-4, 285-298.

Chevallier, L. et Verwoerd, W.J., 1987a. Dynamic interpretation of Tristan da Cunha volcano, South Atlantic Ocean. Jn. Vol. Geotherm. Res. (accepté).

Chevallier, L. et Verwoerd, W.J., 1987b. A numerical model for the mechanical behaviour of intraplate volcanoes. Jn. Geoph. Res. special issue on Hawaii Symposium on How Volcanoes work, soumis.

Chevallier, L., Verwoerd, W.J. et Mc Dougall, I.. Building stages of a doublet shield volcano, Marion Island, Southern Indian Ocean (en préparation).

Clarke, J., Mc Dougall, I. et Whitford, D.J., 1983. Volcanic evolution of Heard and Mc Donald Islands Indian Ocean. SCAR/IUGS SYMP., in Antarctic Earth Science, R.L. Olivier, P.R. James et J.B. Jago Edit., Cambridge Univ. Press. 631-635.

Clark Jr., S.P., 1966. Handbook of physical constants. Geol. Soc. Am. Mem. no97, 587pp.

Cloetingh, S. et Wortel, R., 1985. Regional stress field of the Indian Plate. Geoph. Res. Letters, 12, p.77-80.

Comer, R.P., Solomon, S.C. et Head, J.W., 1985. Mars: Thickness of the lithosphere from the tectonic response to volcanic loads. Review of Geophysics, 23, 61-92.

Cornet, F.H., 1977. Application de la fracture hydraulique à la mesure in situ des contraintes. Mem. BRGM, 91, 173-181

Courtillot, V., Tapponnier, P. et Varet, J., 1974. Surface features associated with transform faults: A comparison between observed examples and an experimental model. Tectonophysics, 24, 317-329.

C.R.C. Handbook of Physical Properties of Rocks, 1982. R.S. Carmichael, Ed., Vol II, C.R.C. Press, Inc. Boca Aton.

Decker, R.W., 1987. Dynamics of Hawaiian volcanoes. An over view. In "Volcanism in Hawaii", U.S.G.S. Profess. Papers, n°1350, vol II, 997-1018.

Dieterich, J.H., et Decker, R.W., 1975. Finite element modeling of surface deformation associated with volcanism. Jnl. Geophy. Res., 80, 4094-4102.

Dosso, L. et Murphy, V.R., 1980. A Nd isotopic study of kerguelen islands: inferences on enriched oceanic mantle sources. Earth planet. Sci. Letters, 48, 268-276.

Duffield, W.A., 1975. Structure and origin of the koae fault system, Kilauea volcano, Hawaii. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 856, 12pp.

Duncan, R.A., 1978. Geochronology of basalts from the Ninety-East Ridge and continental dispersion in the Eastern Indian Ocean. Jnl. Volcanol. Geotherm. Res., 4, 283-305.

Duncan, R.A., 1981. Hotspots in the Southern Oceans. An absolute frame of references for the motion of the Gondwana continents. Tectonophysics, 74, 29-42.

Dvorak, J.J., Okamura, A.T., English, T.T., Koyanagi, R.Y., Nakata, J.S., Sako, M.K., Tanigawa, W.T. et Yamashita, K.M., 1986. Mechanical response of the South flank of Kilauea volcano, Hawaii, to intrusive events along the rift systems. Tectonophysics, 124, 193-209.

Emerick, C.M. et Duncan, R.A., 1982. Age progressive volcanism in the Comores Archipelago, Western Indian Ocean and applications for Somali plate tectonics. Earth Planet. Sc. Letters, 60, 415-428.

Esson, J., Flower, M.F.J., Strong, D.F., Upton, B.G.J. et Wadsworth, W.J., 1970. Geology of the Comores Archipelago, Western Indian Ocean. Geol. Mag., 107, 549-557.

Fedotov, S.A., 1982. Temperatures of entering magma, formation and dimensions of magma chambers of volcanoes. Bull. Volcanol., 45-4, 333-347.

Féraud, G., Giannérini, G., Campredon, R. et Stillman, C.J., 1985. Geochronology of some canarian dike swarms: contribution to the volcano-tectonic evolution of the archipelago. Jnl. Volcan. Geotherm. Res., 25, 29-52.

Fisher, R.L., Johnson, G.L. et Heezen, B.C., 1967. Mascarene Plateau, Western Indian Ocean. Geol. soc. Am. Bull. Vol.78, 1247-1266.

Fisher, R.L., Sclater, J.G. et Mc Kenzie, P.P., 1971. Evolution of the Central Indian Ridge, Western Indian Ocean, Geol. soc. Am. Bull., 82, 553-562.

Fiske, A.S. et Jackson, E.D., 1972. Orientation and growth of Hawaiian volcanic rifts: the effect of regional structure and gravitational stresses. *Proc. R. Soc. A.*, 329, 299-326.

Flower, M.F.J., 1972. Petrology of volcanic rocks from Anjouan. Comores archipelago. *Bull. Vdc.*, 36, 238-250.

Fuster, J.M., Arana, V., Brandle, J.L., Navarro, M., Alonso, H. et Aparicio, A., 1968. Geology and volcanology of the Canary islands; Tenerife I.A.V. meeting, Tenerife, 1968. Institute "Lucas Mallada", Madrid.

Garson, M.S., 1962. The tondulu carbonatite ring-complex in southern Nyasaland. *Memoir no2 of Geological Survey of Nyasaland (Malawi)*, government Press.

Giberti, G., Moreno, S., Sartoris, G., 1984. Thermal history of the phlegreaen Fields (Italy) in the last 50 000 years: a schematic numerical model. *Bull. Volcanol.* 47-2, 331-342.

Gillot, P.Y. et Nativel, P., 1982. K-Ar Chronology of the ultimate activity of Piton des Neiges volcano, Reunion Island, Indian Ocean. *Jnl. Volcanol. Geotherm. Res.*, 13, 131-146.

† Giret, A., 1983. Le plutonisme océanique intraplaque. Exemple de l'Archipel Kerguelen (TAAF). Thèse de Doctorat és Sciences. Université P. et M. Curie, Paris VI. 290p.

† Giret, A. et Lameyre, J., 1983. A study of Kerguelen plutonism: petrology and geochronology, geological implications. SCAR/IUGS symposium on Antarctic Earth Science in Adelaide. R.L. Olivier, P.R. James et J.B. Jago Edit. Cambridge Universit. Press. 646-651.

Girod, M., Camus, G. et Vialette, Y., 1971. sur la présence de tholeiites à l'île St Paul (Océan Indien). *Contr. Miner. Petrol.*, 33, no2, 108-117.

Goslin, J., 1981. Etude géophysique des reliefs asismiques de l'Océan Indien Occidental et Austral. Thèse de Doctorat és Sciences Physiques. Université Louis Pasteur, Strasbourg.

Goslin, J. et Patriat, P., 1984. Absolute and relative plate motions and hypothèses on the origin of five aseismic ridges in the Indian Ocean. *Tectonophysics*, 101, 221-224.

Goslin, J., Recq, M. et Schlich, R., 1981. Structure profonde du plateau de Madagascar. Relation avec le plateau de Crozet. *Tectonophysics*, 76, 75-97.

Goslin, J., Ségoufin, J. Schlich, R. et Fisher, R.L., 1980. Submarine topography and shallow structure of the Madagascar Ridge. *Western Indian Ocean. Geol. Soc. Amer. Bull.*, Vol181, 741-753.

Goslin, J. et Sibuet, J.C., 1975. Geophysical study of the Easternmost Walvis Ridge, South Atlantic: Deep structure. *Bull.Soc.Am.*, 86, 1713-1724.

Gourgaud, A., 1985. Mélanges magmatiques dans les séries alcalines et calco-alcalines. Leur rôle dans la gènesse des laves intermédiaires et leur influence sur les mécanismes éruptifs. Exemples pris dans le Massif Central Français, Martinique et au Mexique. Thèse de Doctorat d'Etat. Université de Clermont Ferrand, 522pp.

Gratier, J.P., 1984. La déformation des roches par dissolution-cristallisation. Aspects naturels et expérimentaux de ce fluage avec transfert de matière dans la croûte supérieure. Thèse Doc Es-Science, Université de Grenoble, 315pp.

Gratier, J.P., Boudon, J et Chevallier, L., 1982. Modélisation du comportement mécanique d'un édifice volcanique comme le Piton de la Fournaise. *Bulletin P.I.R.P.S.E.V.* no67. CNRS/INAG Edit. 56pp.

Gudmundsson, A., 1986. Possible effect of aspect ratios of magma chambers on eruption frequency. *Geology*, 14, 991-994.

Guest, J.E., Chester, D.K. et Duncan, A.M., 1984. The Valley Del Bove, Mount Etna: its origin and relation to the stratigraphy and structure of the volcano. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 21, 1-23.

Gunn, B., Walkins, N., Trzcienski, W. et Nougier, J., 1975. The Amsterdam- St Paul volcanic province and the formation of low-Al tholeiite andesites. *Lothos*. 8, 137-149.

Hajash. A. et Armstrong, R.L., 1972. Paleomagnetic and radiometric evidence for the age of the Comores islands, West Central Indian Ocean. *Earth Planet. Sci. Letter*, 16, 231-236.

Hartnady, C.J.H. and Le Roex. A.P., 1985. Southern Ocean Hotspot tracks and the Cenozoic absolute motion of the African, Antarctic and South American plates. *Earth Planet. Sc. Letters*, 75, 245-257.

Haxby, W.F., 1983. Geotectonic Imagery from SEASAT. *Lamont-Doherty Geological observatory of Columbia University. Year book 1982-1983.*

Hedervari, P., 1982. A possible submarine volcano near the central part of Ninety-East Ridge, Indian Ocean. *Jnl. Volcanol. Geotherm. Res.*, 13, 199-211.

Heezen, B.C. et Tharp, M., 1965. Physiographic diagram of the Indian Ocean, the Red Sea, the South China Sea, the Sulu Sea and the Celebes Sea. *Geolo.Soc.Am.*, New York.

Heming, R.f., 1974. Geology and petrology of Rabaul caldera, Papua new Guinea. *Geol.Soc.Am.Bull.*, 85, 1253-1264.

Houtz, R.E., Hayes, D.E. and Markl, R.G., 1977. Kerguelen plateau bathymetry, sediment distribution and crustal structure. *Marine Geology*, 25, 95-130.

I.G.N., 1971. Carte bathymétrique de l'archipel Crozet.

Jaegger, J.C. et Cook, N.G.W., 1969. *Fundamentals of rock Mechanics.* Methuen et Co LTD, London. 513pp.

Joron, J.L., Jaffrezic, H. et Treuil, M., 1982. Géochimie du manteau: distribution des éléments en traces dans les magmas basaltiques. I Corrélations entre éléments fortement hygromagmaphiles: exemples de l'Atlantique Nord. *Jour. Radioanaly.Chem.*, vol.71, 1-2: 333-346.

Kieffer, G., 1983. L'évolution structurale de l'Etna (Sicile) et les modalités du contrôle tectonique et volcano-tectonique de son activité. Faits et hypothèses après les éruptions de 1978 et 1979. *Revue de Géol. Dyn. et de Géogr. Phys.*, 24, 2, 129-152.

Kieffer, G., 1985. Evolution structurale et dynamique d'un grand volcan polygénique: stades d'édification et activité actuelle de l'Etna (Sicile). Thèse de Doctorat d'Etat. Université de Clermont Ferrand, 497pp.

Kieffer, G., Tricot, B. et Vincent, P.M., 1977. Une éruption inhabituelle (Avril 1977) du Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion): ses enseignements volcanologiques et structuraux. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 285, 957-960.

Klein, F.W., Koyanagi, R.Y., Nakata, J.S. et Tanigawa, W.R., 1987. The sismicity of Kilauea magma system. *U.S.G.S. Profess. Paper 1350*, vol II, 1019-1186.

Kornprobst, J., Boivin, P., Lénat, J.F., Bachélery, P., Bonneville, A., Dupont, P., Lecointre, J., Seidel, J.L., Thomas, P. et Vincent, P., 1984. Le Piton de la Fournaise, Ile de la Réunion, dans le Colloque: "Prévision et Surveillance des éruptions volcaniques", Clermont-Ferrand. Edité par le P.I.R.P.S.E.V.

Krafft, M., 1982. L'éruption volcanique du Karthala en avril 1977 (Grande Comore, Océan Indien). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 294, 753-758.

Krafft, M., 1983. Guide des volcans de la Grande Comore, dans: "Guide des volcans d'Afrique", (sous presse).

Krafft, M. et Gérente, A., 1977a. L'activité du Piton de la Fournaise entre octobre 1972 et mai 1973 (Ile de la Réunion, Océan Indien). C.R. Acad. Sc. Paris, 284, 607-610.

Krafft, M. et Gérente, A., 1977b. L'activité du Piton de la Fournaise entre novembre 1975 et avril 1976 (Ile de la Réunion, Océan Indien). C.R. Acad. Sc. Paris, 284, 2091-2094.

Kumar, N., 1979. Origin of "Paired" aseismic rises: Cera and Sierra Rises in the equatorial and Rio Grande Rise and Walvis Ridge in the South Atlantic. *Marine Geology.*, 30, 175-191.

Ladd, J.W., Dickson, G.O. and Pitman III, W.C., 1973. The age of the South Atlantic in: *The Ocean Basins and Margins*. Ed. Nair, A.E.M. and Stehli, E.G., Plenum Press, New York-London, 555-573.

Lameyre, J. et Nougier, J., 1982. Geology de l'Ile de l'Est, Crozet Archipelago (TAAF). In Craddock, C. (ed.) *Antarctic Geoscience*, Univ. Wisconsin Press, Madison, 767-770.

Le Bas, M.J., 1977. Carbonatite-Nephelinite volcanism. An African case history. John Wiley and Sons. London.

Lecointre, J., 1984. Sur le monde de formation des calderas. R.A.S.T. 84, Bordeaux, Soc. Géol.Fr. Ed., 345.

Lénat, J.F., 1984. L'opération "Fournaise" réalisée par le navire océanographique "Jean Charcot". Bulletin no8 de l'Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise. I.P.G. de Paris.

Lénat, J.F., 1987. Dynamics of magma transfert at Piton de la Fournaise: A model based on 5 years of monitoring and on historic activity. Hawaii Symposium on How Volcanoes Work, 18-25 Janv 1987, abstract, 153.

Lénat, J.F. et Aubert, M., 1982. Structure of Piton de la Fournaise volcano (Réunion island, Indian Ocean) from magnetic investigations. An illustration of the analysis of magnetic data in a volcanic area. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 12, 361-392.

Lénat, J.F., Bachélery, P., Bonneville, A., Tarits, P., Cheminée, J.L. et Delorme, H. The december 4th-February 18th 1984. Eruption of Piton de la Fournaise (La Réunion, Indian Ocean). Dynamism of magma transfers (en préparation).

Le Roex, A.P., Dick, H.J.B., Reid, A.M., Erland, A.J., Frey, F.A. et Hart, S.R., 1986. Influence of "hotspots" on the geochemistry of Southern Oceanspreading ridge basalts. International Volcanological Congress, in New Zealand, 1-9 February, 1986. Abstract. p.177.

Le Roex, A.P. et Erlank, A.J., 1982. Quantitative evaluation of fractional crystallisation in Bouvet Island Lavas. *J. Volcan. Geotherm. Res.*, 13, 309-338.

Lipman, P.M., 1980. The Southwest rift zone of Mauna Loa: implications for structural evolution of Hawaiian volcanoes. *Am. Jour. Sc.*, 280A, 752-776.

Lopes, R., Guest, J.E., Hiller, K. et Neukum, G., 1982. Further evidence for mass movement origin of the Olympus Mons aureole. *Jnl. Geophys. Res.*, 87, 9917-9928.

Mahood, G.A., 1980. The geological evolution of a Pleistocene volcanic center Sierra la Primavera, Jalisco, Mexico. *Jnl. Volcanol. Geotherm. Res.*, 8, 199-230.

Mc Adoo, D.C. et Sandwell, D.T., 1985. Folding of oceanic lithosphere. *Jnl. Geoph. Res.*, 90, p.8563-8569.

Marsh, J.S., 1973. Relationships between transform directions and alkaline igneous rock lineaments in South Africa. *Earth Planet.Sci.Letters*, 18, 317-323.

Mc Donald, K.C., Castillo, D.A., Miller, S.P., Fox, P.J., Kastens, K.A. and Bonatti, E., 1986. Deep-tow studies of the Vema fracture zone. 1-Tectonics of a major slow slipping transform fault and its intersection with the mid-atlantic Ridge. *Jnl. Geoph. Res.*, 91, 3334-3354.

Mc Dougall, I., 1971a. "Geochronology" in Marion and Prince Edward Islands, Van Zinderen Bakker, E.M., Winterhottom, J.M. et Dyer, R.A. (Edit.); Cape town, A.A. Balkema, 72-77pp.

Mc Dougall, I., 1971b. The geochronology and evolution of the young volcanic island of Reunion, Indian Ocean, *Geochimica and cosmochimica Acta*, 35, 261-288.

Mc Dougall, I. et Chamalaun, F.G., 1969. Isitopic dating and geomagnetic polarity studies on valcanic rocks from Mauritius, Indian Ocean. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80, 1419-1442.

Mc Dougall, I. et Compston, 1965. Strontion isotopic composition and potassium ribidium ratios in some rocks from Reunion and Rodrigues (Indian Ocean). *Nature*, 207, 252-253.

Mc Kenzie, D.P. et Sclater, J.G., 1971. The evolution of yhe Indian Ocean since the late Cretaceous. *Roy. Satron. Soc. Geophys.*, vol.25, 437-528.

Mogi, K., 1958. Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformation of the ground surfaces around them. *Earthquake Res. Inst. Bull.*, 36, 99-134.

Montaggioni, L.F., Nativel, P. et Billard, G., 1972. L'activité actuelle du Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion). C.R. Acad. Sc. Paris, 275, 2615-2618.

Montaggioni, L.F., et Nougier, J., 1981. Les enclaves de roches détritiques dans les volcans d'Anjouan (Archipel des Comores). Origine et interprétation dans le cadre du Canal de Mozambique. *Bull. Soc. Géol.Fr.*, 23, 595-601.

Mougenot, D., Recq, M., Virlogeux, P. and Lepvrier, C., 1986. Seaward extension of the East African Rift. *Nature*, vol.321, 599-603.

Muller, O.N., 1986. Changing stresses during emplacement of the radial dike swarm at Spanish Peaks, Colorado. *Geology*, 14, 157-159.

Nakamura, K., 1970. En echelon features of Icelandic ground fissures. *Acta Naturalia Islandica*, 11, 8, 1-15.

Nakamura, K., 1977. Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation. Principle and proposal. *J. Vol. Geotherm. Res.*, 2, 1-16.

Norton, I.O., 1976. The present relative motion between Africa and Antartica. *Earth Plan. Sc. Letters*, 23, 219-230.

Norton, I.O. et Sclater, J.G., 1979. A model for the evolution of the Indian Ocean and the breakup of gondwanaland. *Jnl. of Geoph. Res.*, 84, 6803-6830.

Nougier, J., 1970. Contribution à l'étude géologique et géomorphologique des îles Kerguelen (TAAF). CNFRA, no27, vol.1, 440p., vol.2, 246p.

Nougier, J., 1977. Volcanism of St Paul and Amsterdam islands (TAAF): some aspects of volcanism along Plate Margins. *Antarctic Geoscience*, Madison Symposium. August 1977. Campell, Craddock Edit. University of Wisconsin Press, Madison. 755-765.

Nougier, J. et Cantagrel, J.M. et Krache, J.P., 1986. The Comores archipelago in the western Indian Ocean: volcanology, geochronology and geodynamic setting. *Jnl. of African Earth Sc*, Vol 5, no2, 135-145.

Nougier, J., Cantagrel, J.M. et Pawlowski, D., 1983. Chrono-spatial evolution of the volcanic activity in Southeastern Kerguelen (TAAF). SCAR/IUGS symp. in Antarctic Earth Sciences. R.L. Olivier, P.K. James and J.B. Jago Editors, Cambridge University Press, 640-645.

Nougier, J., Cantagrel, J.M., Waletet, P. et Vatin Perignon, N., 1981. Volcanologie de l'île Mayotte (Archipel des Comores). C.R.S. Géol. Fr., 23, 139.

Paquin, C., Bloyet, J. et Angelidis, C., 1984. Tectonic stresses on the boundary of the Aegean domain: "in situ" measurements by overcoring. *Tectonophysics*, 110, 145-150.

Patriat, P., 1985. Reconstitution de l'évolution du système de dorsales de l'Océan Indien par les méthodes de la cinématique des Plaques. Thèse de Doc Es Sciences, Institut de Physique du Globe, Université de Paris VI, 308pp.

Patriat, P. et Schlich, R., 1979. Dorsale fossile dans le bassin des Mascareignes. 7eme Réunion. Ann. Sc. Terre, Lyon, 23-25. Avril 1979.

Patriat, P., Ségoufin, J., Goslin, J. et Beuzart, P., 1985. Relative positions of Africa and Antarctica in the Upper Cretaceous: evidence for non-stationary behaviour of fracture zones. *Earth and Planet Sc. Letters*, 75, 204-214.

Paul, A., 1983. Application de la méthode Bloc à l'étude de stabilité des versants d'édifices volcaniques. Rapport PIRPSEV no 80.

Paul, A., 1986. Modélisation numérique des déformations d'un édifice volcanique. Application au Mont St Helens. Thèse de Doctorat de spécialité. Université de Grenoble et Bulletin PIRPSEV no 113, 199pp.

Paul, A., Gratier, J.P. et Boudon, J., A numerical model for simulating deformation of Mount St Helens volcano. *Jnl. Geophys. Res.* (sous press.)

Perroud, B., 1982. Etude volcano-structurale des îles Maurice et Rodrigue (Océan Indien Occidental). Origine du volcanisme. Thèse de Doctorat de spécialité. Université de Grenoble, 220pp.

Phillips, W.J., 1974. The dynamics emplacement of cone sheets. *Tectonophysics*, 24, 69-84.

Plescia, J.B. et Saunders, R.S., 1982. Tectonic history of the Tharsis Region, Mars. *Jnl. Geophys. Res.*, 87, 9775-9791.

Pollard, D.D., 1973. Derivation and evaluation of a mechanical model for sheet intrusions. *Tectonophysics*, 19, 233-269.

Pollard, D.D., Delaney, P.T., Duffield, W.A., Endo, E.T. et Okamura, A.T., 1983. Surface deformation in volcanic rift zones. *Tectonophysics*, 94, 541-584.

Pollard, D.D., Segall, P. et Delaney, P.T., 1982. Formation and interpretation of dilatant echelon cracks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93, 1291-1303.

Pouyet, P., Picaud, J., Costaz, J.L. et Dulac, J., 1983. "Bloc" program for elasto-plastic calculation of fissured media. In 7th Structure Mechanics in Reactor Technology, Chicago, 1983.

Prestvik, T. et Winsnes, T.S., 1981. Geology of Bouvetoya, South Atlantic in: Bouvetoya, South Atlantic Ocean, results from the Norwegian Antarctic research Expeditions, 1976-77 and 1978-79. Norsk Polarinstitut, Oslo.

Quilty, P.G., Shafik, S., Mc Minn, A., Brady, H. et Clarke, I., 1983. Microfossil evidence for the age and environment of deposition of sediments of Heard and McDonald Islands, SCAR/IUGS symposium on Antarctic Earth Science, in Adelaide. R.L. Olivier, P.R. James et J.B. Jago Edit. Cambridge University Press, 636-639.

Rançon, J.P., 1982. Contribution à l'étude des minéralisations hydrothermales liées à un système géothermique récent dans l'île de la Réunion. Thèse de Doctorat de spécialité, Université de Paris-Sud, 225pp.

Richey, J.G. et Thomas, H.H., 1930. Tertiary and post-Tertiary geology of Mull. *Mem. Geol. Surv. Scotland*, 170pp.

Robson, G.R. et Barr, K.G., 1964. The effect of stress on faulting and minor intrusions in the vicinity of a magma body. *Bull. Volcanol.*, XXVII, 315-330.

Roobol, M.J., 1974. The geology of the Vesturhorn intrusion, SE Iceland. *Geological Mag.*, 111, 4, 273-368

Ryan, M.R., 1987. Neutral buoyancy and the mechanical evolution of the Hawaiian magma reservoirs and rift zones. *Hawaiian Symposium on How Volcanoes work*, 18-25 Janv 1987, Hawaii, abstract, 217.

Ryan, M.P., 1987. Elasticity and contractancy of Hawaiian olivine tholeiite and its role in the stability and structural evolution of subcaldera magma reservoirs and rift systems. In *Volcanism in Hawaii*, U.S. Geol. Surv. Prof. Papers, 1350, vol. 2, 1395-1448.

Ryan, M.R., Koyanagi, R.Y. et Fiske, R.S., 1981. Modeling the three-dimensional structure of magma transport systems: Application to Kilauea volcano, Hawaii. *Jnl. Geophys. Res.*, 86, 7111-7129.

Searle, R.C., 1983. Multiple, closely spaced transform faults in fast-slipping fracture zones. *Geology*, 11, 607-610.

Segall, P. et Pollard, D.D., 1980. Mechanics of discontinuous faults. *Jnl. Geophys. Res.*, 85, 4337-4350.

Ségoufin, J., 1978. Anomalies magnétiques Mésozoïque dans le bassin de Mozambique. *C.R. Acad. Sc. Paris*, T.287, 109-112.

Ségoufin, J., Leclaire, L. et Denis-Clocchiati, M., 1985. La ride de Davie. *Géochronique*, no15, p.5.

Ségoufin, J. et Patriat, P., 1980. Evidence d'anomalies mésozoïques dans le bassin de Somalie. Implication pour les relations Afrique-Antarctique. *Madagascar. C.R. Acad. Sc. Paris*, 291, 85-88.

Ségoufin, J. et Patriat, P., 1981. Reconstruction de l'Océan Indien Occidental pour les époques des anomalies M21, M2 et 34. Paléoposition de Madagascar. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 23, 6, 603-607.

Schlich, R., 1983. The Indian Ocean: aseismic ridges, spreading centers and oceanic basins. In: A.E.M. Nairn and F.G. Stehli (Editors.) *The Oceanic Basins and Margins 6. The Indian Ocean*. Plenum Press, New York, N.Y., 777pp.

Slater, J.G. et Fisher, R.L., 1974. Evolution of the East Central Indian Ocean with emphasis on the tectonic setting of the Ninetyeast ridge. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol.85, 683-702.

Slater, J.G., Fisher, R.L., Tapscott, C. and Parsons, B., 1981. Eocene to recent development of the South-West Indian Ridge, a consequence of the evolution of the Indian Ocean Triple Junction. *Geophys. J.R. Astr. Soc.* 64, 587-604.

Sigvaldson, G.E., 1987. Rift volcanoes: a review. *Hawaii Symposium on How Volcanoes Work*, 18-25 Janv 1987, Hawaii, abstract p233 non imprimé, communication orale.

Simkin, T. et Howard, K.A., 1970. Caldera collapse in the Galapagos Island, 1968. *Science*, 169, 3944, 429-437.

Smith, R.L., Bailey, R.A. et Ross, C.S., 1961. Structural evolution of the Valles Caldera, New Mexico, and its bearing on the emplacement of ring dykes. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 424-D, 145-149.

Solomon, S.C. et Head, J.W., 1982. Evolution of the Tharsis Province of Mars: The importance of heterogeneous lithospheric thickness and volcanic construction. *Jnl. Geophys. Res.*, 87, 9755-9774.

Sommer, E., 1969. Formation of fracture lances in glass: *Engineering Fracture Mechanics*, 1, 539-546.

Stephenson, P.J., 1963. Some geological observations on Heard Island. SCAR/ICSU/IUGS symposium on Antarctic geology, Cape Town, 1963. R.J. Adie Edit. North-Holland publishing company-Amsterdam, 14-24.

Stice, G.D. et Mc Coy, Jr, F.W., 1968. The Geology of the Manu'a Islands, Samoa. *Pacific Science*, XXII, 427-457.

Strong, D.F. et Jacquot, C., 1970. The Kathala caldera. Grande Comore. Bull. Volc. 34, 663-680.

Swanson, d.A., Duffield, W.A. et fiske, r.S., 1976. Displacement of the South Flank of Kilauea volcano: The result of forceful intrusion of magma into the rift zones. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 963, 1-139.

Sykes, L.R., 1970. Seismicity of the Indian Ocean and a possible Nascent Islans Arc between Ceylon and Australia. Jnl. Geoph. Res., 75, 5045-5055.

Sykes, L.R., 1978 Intraplate seismicity, reactivation of preexisting zones of weakness, alkaline magmatism and other tectonism post dating continental fragmentation. Rev. Geophys. Space Phys. 16, 621-688.

Timoshenko, S.P. et Goodier, J.N., 1951. Theory of elasticity, 2nd edn, New York, Mc Graw-Hill.

Treuil, M., Joron, J.L. et Jaffrezic, H., 1982. Géochimie du manteau: Distribution des éléments entraces dans les magmas basaltiques. II Proposition d'une méthode d'indentification des effets de source et de distinction de ceux de la fusion partielle et de la différenciation des magmas. Exemples des domaines d'expansion océanique. Journ. Radionanal. Chem., vol.71, 1-2, 347-363.

Tryggvason, E., 1986. Multiple magma reservoirs in a rift zone volcano: ground deformation and magma transport during the September 1984 eruption of Krafla, Iceland. J. Volc. Geotherm. Res., 28, 1-44.

Tsunakawa, H. 1983. Simple two-dimensional model of propagation of magma-filled Cracks. J. Volcanol. Geotherm. Res., 16, 335-343.

Upton, B.G.J., Wadsworth, W.J. et Latrille, E., 1974. The 1972 eruption of Karthala volcano, Grande Comore. Bull. Volcanol., 136-148.

Van der Linden, W.J.M., 1980. Walvis Ridge, a piece of Africa? Geology, 8, 417-421.

Verwoerd, W.J., 1971. "Geology", in Marion and Prince Edward Islands and map, Van Zinderen, Bakker, e.M. et Dyer, R.A. (Eds), Cape Town, A.A. Balkema, p.40-62.

Verweord, W.J., Erlank, A.J. et Kable, E.J.D., 1976. Geology and geochemistry of Bouvet Island. Pl. 203-237 in: Gonzales Ferran, O. (Edit.): Proceeding of the symposium on Andean and Antartic volcanology problems, (Santiago, Chile, Sept 1974). Stabilimento Tipografico Francesco Giannini et Figli, Napoli.

Verwoerd, W.J., Russel, S. et Berruti, A., 1981. 1980 volcanic eruption reported on Marion island. Earth and Planet. Sc. Letters, 54, 153-156.

Vialon, P., Ruhland, M. et Grolier, J., 1976. Eléments de tectonique analytique. Masson et Cie Edit. Paris, 101pp.

Vincent, P.M., 1960. Les volcans tertiaire et quaternaires du Tibesti Occidental et Central (Sahara du Tchad). Thèse Doctorat d'Etat, Paris et mémoires du B.R.G.M., 23, 307pp.

Vincent, P.M. et Kieffer, G., 1978. Hypothèse sur la structure et l'évolution du Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion) après les éruptions de 1977. 6^{ème} Réunion Ann.Sci.Terre, Orsay, abstract.

Vincent, P.M. et Lecointre, J., 1984. Volcanisme explosif sur un volcan hawaïen. Le cas du Piton des Neiges, île de la Réunion. R.A.S.T. 84, Bordeaux. Soc. Géol. Fr. Ed., 54S.

Walker, G.P.L., 1984. Downsag calderas, ring faults, calderas sizes and incremental caldera growth. J.Geophys.Res., 89, 8407-8416.

Watkins, N. et Nougier, J., 1973. Excursion and secular variation of the Brunhes epoch geomagnetic field in the Indian Ocean Region. J. Geophys. Res. 78, 6060-6068.

Weissel, J.K., Hayes, D.E. et Herron, E., 1977. Plate tectonic synthesis: the displacement between Australia, New Zealand and Antarctica since the late Cretaceous. Mar. Geol. 25, 231-277.

Whitford-Stark, J., 1982. Tarsis volcanoes: separation distances, relative ages, sizes, morphologies and depths of burial. Jnl. Geoph. Res., 87, 9829-9838.

Whitmarsh R.B. and Laughton, A.S., 1975. The fault pattern of a slow-spreading ridge near a fracture zone. Nature, 258, 509-510.

Wiens, D.A., De Mets, C., Cordon, R.G., Stein, S., Argus, D. Engeln, J.F., Lundgreen, P., Quible, D., Stein, C., Weinstein, S. et Woods, D.F., 1985. A diffuse plate boundary model for Indian Oceanic tectonics. Geoph. Res. Letters, 12, p.429-432.

Wiens, D.A. et Stein, S., 1984. Intraplate seismicity and stress in young oceanic lithosphere. Jnl. Geoph. Res., 89, p.11442-11464.

Willemann, R.J. et Turcotte, D.L., 1982. The role of lithospheric stress in the support of the Tharsis rise. Jnl. Geophys. Res., 87, 9793-9801.

Young, K.D., Jancin, M., Voight, B. et Orkan, N.I., 1985. Transform deformation of tertiary rocks along the Tjornes Fracture Zone, North Central Iceland. Jnl. Geophy. Res., 90, 9986-10010.

