

STRUCTURE INTERNE DU PITON DE LA FOURNAISE ET DE L'ETNA D'APRÈS LA TOMOGRAPHIE SISMIQUE

INTERNAL STRUCTURE OF PITON DE LA FOURNAISE AND ETNA VOLCANOES FROM SEISMIC TOMOGRAPHY.

A. HIRN¹, J.-C. LÉPINE¹, M. SAPIN¹, M. LAIGLE¹, R. NICOLICH², J. GALLART³, V. LANKAR¹, A. NERCESSIAN¹, B. de VOOGD⁴, P. CHARVIS⁵, J.-L. VEINANTE¹, J. VERHILLE¹.

¹Laboratoire de Sismologie Expérimentale, Département de Sismologie, UMR CNRS 7580, et Observatoires Volcanologiques, Institut de Physique du Globe, 4 place Jussieu, 75252 Paris 05, France / ²DINMA, Università di Trieste / ³Institut de Ciències de la Terra, CSIC, Barcelona / ⁴Université de Pau / ⁵Institut de Recherches pour le Développement, Villefranche sur Mer

ABSTRACT

Seismic approaches reveal the lithospheric structure and geodynamic contexts of Piton de la Fournaise and Etna. A set of tomographic experiments constrains their internal structures with a resolution providing insight into edifice evolution and eruptive behavior.

The hotspot context of La Réunion island thus appears to differ from the Hawaiian one by a reduced plate flexure, large proportion of low velocity-density in the edifice, crustal underplating under the presently active part, which may be seen as the level of transposition from primary melts into the more tholeiitic products erupted. Structural heterogeneities of the preexisting plate are documented which may control magmatism in addition to slow platemotion. Two completely different tomographies establish a high-velocity central core under the active volcano summit area which contrasts with the surroundings interpreted as eruptives or transported material and rises from the top of the oceanic plate. An other distinct high-velocity body to the East, which top has been drilled, is imaged to be rooted in the plate. So-called rift-zones of the active volcano are not marked by velocity anomalies, hence do not appear to be magmatic. High resolution location of earthquakes, heterogeneity in Vp/Vs and magnitude-number evolution can be correlated for the pre-eruptive magma migration to the most recent eruption.

Mt Etna is not in a simple geodynamic context typical for volcanism. Marine reflection seismics reveal extension of crustal scale, which has succeeded to the compression related to the subduction at the Calabro-Sicilian arc. It is interpreted as marking a change in slab coupling, with which the development of Etna appears coeval. A lithospheric normal-fault, oblique from Etna into the Ionian basin appears in the updip prolongation of the edge of the slab and is suggested as the source of the major catastrophic historical earthquakes of Sicily. These are thus structurally related to Etna volcanism, but also temporally since their occurrences corresponded to the two major changes in eruptivity over the millenium. Through the conjunction of several methods, Etna appears on a mantle upwarp where these recent normal faults interact with structure inherited from the formation of the

Mesozoic passive margin and the later overriding of its northern seaward part by the arc. This structure reconciles petrological and geochemical observations, which were contradictory in a model of intracrustal magma chamber, by suggesting instead that magma may pond at the top of the mantle and part of it not erupt but advect sideways due to the extensional context. A similar mechanism can be proposed at the upper crustal scale. There, a high-velocity body of magmatic origin is proven to reach as shallow as the depth of exsolution of SO₂, of which excess discharge it may be the restite for which extension provides space. Thanks to 3-component seismographs providing S-waves, Vp/Vs tomography allows to map heterogeneities within this magmatic structure. This images presumably non-solid inclusions or transfer zones. They are proposed to have been activated during the major 1991-93 eruption and provide an interpretation of its magmatic, seismic and deformation episodes.

1. INTRODUCTION : OBJETS ET MÉTHODES

Les méthodes de prospection sismiques sont habituellement appliquées à la structure des bassins sédimentaires pour la recherche des ressources naturelles. La nature, la forme et l'origine particulière des volcans rendent nécessaire une adaptation et un développement de ces méthodes à partir de sources artificielles. Cependant comme des séismes locaux se produisent dans les volcans actifs, les ondes qu'ils engendrent échantillonnent le milieu, fournissant ainsi un autre moyen d'en approcher l'image.

Il est d'usage de désigner par tomographie l'approche qui, à partir des temps de propagation des ondes sismiques entre un ensemble de sources sismiques et de capteurs, reconstruit en trois dimensions, 3D, dans le volume échantillonné le champ de vitesse de propagation des ondes sismiques, qui est un observable de la nature des roches traversées. Elle a été développée à partir de premières arrivées d'ondes, dans le cas de séismes lointains sur un réseau de dimension de la centaine de kilomètres (Aki et al., 1976) et de séismes locaux enregistrés par un réseau local (Aki and Lee, 1976). Ajoutant à cette approche les ondes S obtenues à la faveur de déploiements originaux de réseaux de sismographes 3-composantes, nous l'avons appliquée à divers contextes : zones de répliques (Nercessian et al., 1984), champs géothermiques (Hirn et al., 1989), volcans (Hirn et al., 1991b ; Nercessian et al., 1996).



Dans un développement différent, nous avons introduit l'utilisation de sources artificielles en surface en utilisant un miroir, en l'occurrence le Moho, interface croûte-manteau, pour renvoyer les ondes vers la cible par dessous. Cette approche tomographique permet une résolution plus fine et peut être appliquée aussi hors des régions sismiques actives. Avant que l'usage du mot tomographie s'impose avec le succès de ces méthodes, nous l'avons appelée sismique-transmission pour indiquer qu'elle pouvait être une nouvelle méthode de prospection (Hirn et Nercessian, 1980), mais Evans and Zucca (1993) l'ont baptisée tomographie NeHT par référence à Nercessian, Hirn et Tarantola (1984).

Les approches tomographiques souffrent des limitations inhérentes à l'observation à la surface de la terre : le milieu est toujours échantillonné de manière non optimale parce qu'on ne peut pas avoir de capteurs à l'intérieur, et que, si on utilise des sources sismiques naturelles, leur localisation n'est pas connue. On contournera ici le risque de biais dans une approche tomographique particulière en éclairant l'objet à explorer par des rais sismiques provenant de plusieurs expériences indépendantes ayant des géométries, des dispositions et des types et de sources différentes : par exemple sismique-transmission et tomographie à l'aide de séismes locaux.

2. LA TOMOGRAPHIE D'ÉCHELLE LITHOSPHERIQUE : IMPLICATIONS GÉODYNAMIQUE-VOLCANISME

L'île de La Réunion (Figure 1) et ses volcans ont été traditionnellement considérés similaires à Hawaii, exemple type du volcanisme de point chaud. Nous y avons mis en œuvre plusieurs méthodes sismiques de manière conjointe dont on résumera d'abord les résultats sur la structure profonde et ses implications, présentés par Gallart et al. (1996), Gallart et al. (1999), Charvis et al. (1999), de Voogd et al. (1999). Une série de profils de sismique-réflexion en mer et réfraction en mer et mer-terre donne une image quantitative de la structure lithosphérique. On peut en présenter une coupe NE-SW suivant la trace présumée du point chaud (Figure 2). L'échantillonnage par de très nombreux rais permet ici non seulement une modélisation mais aussi une inversion partielle : tomographie 2D. La coupe met en évidence que la partie dense occupe peu de volume à travers l'édifice. Une partie importante de celui-ci apparaît comme formée par l'accumulation par transport latéral de matériel érupté, dans des épisodes de déstabilisation. Cette expérience est cependant fondée sur la réfraction-réflexion, donc fournit la vitesse absolue, et non seulement sa déviation. On en déduit que l'édifice sous-marin posé sur la plaque océanique a une vitesse moyenne bien plus faible que celle de la croûte océanique, valeur qui lui est attribuée par défaut dans des modélisations de gravimétrie et de géoïde qui aboutissent à un modèle de

flexure de plusieurs kilomètres de la plaque sous cette charge, analogue au modèle d'Hawaii. D'ailleurs les mesures montrent que le toit de cette plaque n'est guère plus profond que les 4,5 km du fond de la mer loin de l'île. La loi de vitesse-profondeur s'en trouve significativement corrigée par rapport à celle d'Hawaii utilisée auparavant par défaut. Ceci a deux effets, d'une part la localisation des séismes va être rectifiée, surtout en profondeur, d'autre part la structure dans laquelle ils se trouvent le sera aussi, de sorte qu'on va réviser l'image et l'interprétation de la relation entre séismes et structure. A grande profondeur, l'autre découverte majeure à cette grande échelle est celle d'une inclusion de matériel ou d'une modification du matériel, entre la croûte et le manteau océaniques préexistants. Ce "placage sous-crustal" pourrait être le niveau où les magmas primaires qui arrivent donnent naissance aux produits qui éruptent.

En plan, il apparaît un contrôle structural par le bâti océanique, avec en plus d'une dorsale fossile proposée antérieurement, la mise en évidence d'une faille transformante insoupçonnée, éventuellement réactivée. Un contrôle de la localisation du volcanisme par la structure antérieure paraît alors possible, comme ce pourrait être le cas pour l'île Maurice. Ajouté à l'expression modérée dans la structure actuelle, par exemple la quasi-absence de flexure, ceci fait que la marque du point chaud sur la structure apparaît en quelque sorte moins forte que dans le standard Hawaïen.

L'Etna (Figure 5) est dans une position qui apparaissait énigmatique, à l'avant de la subduction à l'arc Calabro-Sicilien et sur le bord de l'ancienne marge continentale mésozoïque du Bassin Ionien. Des données originales fournissent des éléments d'interprétation (Hirn et al., 1996, 1997 ; Laigle, 1998).

Un ensemble de profils de sismique-réflexion permet de découvrir un champ de failles normales au pied de l'Etna (Figure 5b). D'une part comme elles prolongent les Timpe de son flanc Est, celles-ci ne sont pas limitées à la couverture. D'autre part elles révèlent un contexte de distension E-W actuel dans la croûte supérieure en mer attestant d'un changement récent de la tectonique, avec une cessation de la compression liée à la subduction. Une faille active et récente d'échelle crustale, longue de plus de 100 km, depuis l'Etna vers le SSE, est imagée. Elle est distincte et s'écarte de l'escarpement de Malte, paléomarge de la mer Ionienne souvent invoquée jusqu'ici comme élément tectonique actif. Cette faille normale pourrait marquer le réajustement de la géométrie de la lithosphère dans le prolongement amont du bord du panneau de lithosphère Ionienne plongeant sous la mer Tyrrhénienne. Cette faille relie structuralement l'Etna à la géodynamique récente en extension et on remarque que leurs âges, de l'ordre de 5 à 700 000 ans, coïncident.

On peut alors proposer ces failles sous-marines comme sources des séismes historiques majeurs de l'Est de la Sicile jusqu'ici mal compris. Cette structure conduit aussi

à relier le fonctionnement éruptif de l'Etna à la sismotectonique régionale majeure, et on remarque alors aussi la relation temporelle entre les variations majeures dans le taux de production volcanique, aux 17^e et au 12^e siècles, et l'occurrence des séismes catastrophiques, en 1693 et 1169. Cette structure récente interagit géométriquement avec celle d'une hétérogénéité de la lithosphère héritée de l'évolution comme marge passive Mésozoïque (Nicolich et al., 1998). L'Etna apparaît alors comme un point haut du Moho qui descend de l'Est vers l'Ouest et le Sud à travers cette paléomarge passive, et vers le Nord sous l'effet de la flexure de sa partie océanique chevauchée par la croûte européenne du bloc Péloritain-Calabrais

A travers l'Etna même, les données de sismique réflexion, celles de réfraction à l'échelle crustale et régionale, et aussi d'une ébauche de tomographie profonde, par premières arrivées télé-sismiques et par conversion de mode dans les fonctions de transfert, imagent la topographie du Moho (Hirn et al., 1997 et 1999). Dans cette image d'un Moho localement peu profond depuis la mer Ionienne jusqu'à travers l'Etna, la chambre magmatique vers 15-20 km de profondeur de Sharp et al. (1980) ne se trouverait pas dans la croûte mais, sans contredire leurs données, au toit d'une remontée locale du manteau. Un tel modèle rend compte à la fois des différentes tomographies sismiques, chacune biaisée à sa manière par une géométrie insuffisante ou des a priori trop forts dans l'inversion. Il permet de lever ce qui apparaissait jusqu'alors comme des contradictions entre des observations géochimiques et pétrologiques lorsqu'on se plaçait dans le modèle d'une chambre magmatique intracrustale. En effet si le magma est au toit d'une remontée mantellique dans le contexte actuel et récent d'extension lithosphérique il peut, après qu'un volume beaucoup plus grand que celui qui sera érupté se soit en partie dégazé, ce que la mesure du flux de volatils en surface indique (Allard et al., 1991), être advecté pour une grande proportion latéralement et re-geler à l'état de manteau sans être piégé comme s'il était dans une chambre magmatique intracrustale qui deviendrait énorme, ce que les études isotopiques contredisent (par ex Albarède, 1993).

3. LES ÉDIFICES VOLCANIQUES ET LEURS RACINES DANS LA CROÛTE SUPÉRIEURE : TOMOGRAPHIE 3D HAUTE RÉOLUTION PAR SOURCES ARTIFICIELLES (SISMIQUE-TRANSMISSION, NEHT)

Les tomographies originales des deux volcans étaient fondées sur des séismes locaux, cependant pour l'Etna un test de la variation de structure avait été fait en se servant d'ondes renvoyées par le Moho (Hirn et al., 1991b). Par cette géométrie complètement indépendante adaptée à la résolution latérale de l'anomalie, on démontrait l'existence du corps rapide dans la croûte sous l'Etna trouvé par les

séismes locaux, mais manquait de résolution sur sa profondeur. Pour vérifier si le corps à forte vitesse s'étend bien vers le haut jusque vers le niveau de la mer, on adapte donc la méthode tomographique de sismique-transmission à source artificielle (Figure 6) (Laigle and Hirn, 1998 soumis). Pour cela on se sert des rais réfléchis par le socle sous l'Etna : les anomalies imagées ne peuvent donc se trouver qu'au-dessus de ce niveau. L'enregistrement de plusieurs tirs dans des azimuts différents, fondamental pour assurer un échantillonnage croisé, est réalisé avec une ligne de capteurs encerclant l'Etna à une dizaine de kilomètres du sommet, d'une densité inégale : jusqu'à 800 traces de sismique de prospection industrielle avec 50 à 100 m d'intertrace, ce qui s'avère nécessaire pour atteindre la précision de temps et la fiabilité d'identification des ondes. L'inversion peut être simplifiée en pratique grâce au principe de l'image virtuelle, sous le réflecteur, de la source en surface. Le résultat est la présence indubitable du corps rapide dans la pile sédimentaire. Ceci confirme la base sur laquelle s'appuyait l'interprétation (Hirn et al., 1996 ; 1997) où des amas magmatiques non éruptés, dans la croûte supérieure et éventuellement au toit de la remontée mantellique pouvaient fournir l'excès de volatils mesuré en surface par rapport au taux de matériel érupté. Le corps rapide est fiablement imagé jusqu'à la faible profondeur nécessaire pour l'exsolution du SO₂ (Allard, 1997). La présence de ce corps ne correspond pas à un cas simple de croissance endogène d'édifice, puisqu'on est en-dessous de celui-ci, mais apparaît liée à l'extension lithosphérique.

Au Piton de la Fournaise la tomographie par séismes locaux (Nercessian et al., 1996) souffrait que la sismicité ne soit pas largement distribuée. Un corps rapide était résolu sous la zone sommitale, mais seulement jusqu'au niveau de la mer, l'échantillonnage en-dessous étant pauvre. On transpose alors l'approche de tomographie par sismique-transmission à sources artificielles (Figure 3) (Lankar and Hirn, soumis) tirant profit de l'environnement marin qui permet de réaliser de manière efficace de nombreux tirs. Les nombreuses sources sur un cercle en mer entourant le volcan permettent de réaliser un échantillonnage croisé et donc une résolution latérale exceptionnels. La reconstruction de la géométrie du problème se sert ici de la densité du réseau de stations disposé en nappe 2D sur le volcan, qui permet de définir en même temps que le résidu de temps d'arrivée, observable de l'hétérogénéité, le paramètre du rai, donc d'en tracer la géométrie à travers le modèle. Ce problème est alors propice à l'inversion sans blocs (Tarantola and Nercessian, 1984) et la grande redondance des données obtenues ici permet d'appliquer des méthodes d'estimation de précision non paramétriques, ici le "bootstrap". Le dispositif expérimental comprend en plus des profils de tirs radiaux dans plusieurs azimuts. Ceux-ci fournissent en fonction de la distance plusieurs branches d'hodochrones, d'ondes renvoyées par des miroirs de plus en plus profonds. Ceci

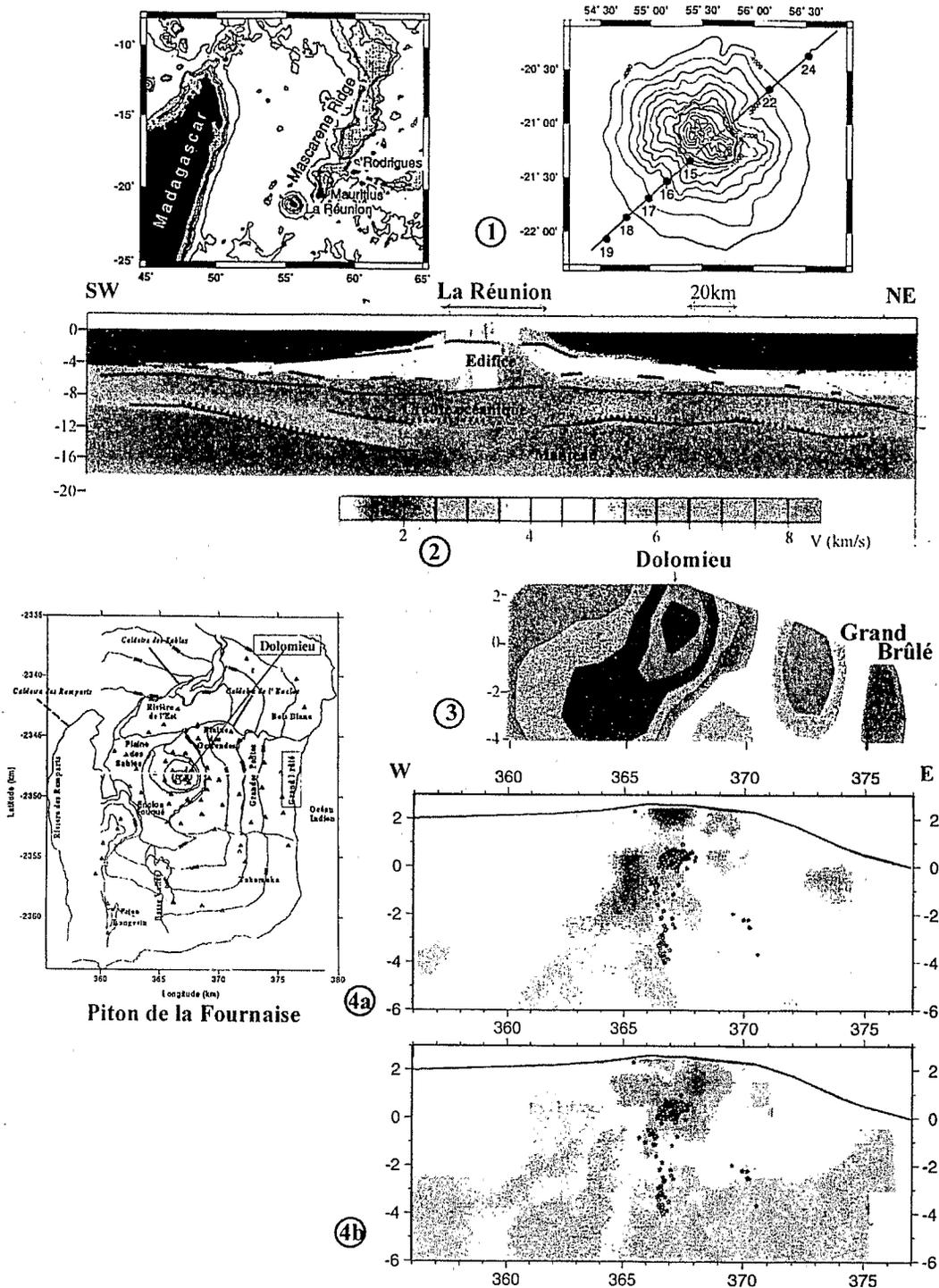


Fig. 1 : Le Piton de la Fournaise occupe le tiers SE de l'île de la Réunion, extrémité d'une bande de relief sous-marins anormaux (en gris) dans l'Océan Indien, attribué au passage des plaques sur des points chauds. Les 40 points alignés à terre et les quelques gros points en mer représentent les capteurs, et les lignes de points très dense en mer les tirs, utilisés pour la coupe tomographique 2D de la Figure 2.

Fig. 2 : D'après Gallart et al. (1999). Coupe structurale NE-SW : vitesses de propagation d'ondes P obtenues par modélisation et tomographie 2D.

Fig. 3 : D'après Lankar and Hirn (soumis). Coupe Ouest-Est à travers les résultats 3D (déviations de V_p) de l'inversion tomographique sans blocs des temps de propagation à une nappe 2D dense de 50 capteurs sur le volcan, d'une ligne concentrique de tirs en mer augmentée de profils radiaux dans plusieurs azimuts.

Fig. 4 : a) D'après Lépine et al. (en préparation). Coupe Ouest-Est au même endroit et à la même échelle à travers le résultat 3D (déviations de V_p) de l'inversion tomographique à partir des temps d'arrivée des séismes locaux. Bleu vitesse plus forte, rouge vitesse plus faible b) Coupe de la même inversion, mais en valeurs de V_p/V_s , même code. Les séismes dans une bande d'un km de la coupe sont projetés dessus, ceux de Mars 1998 sont à la verticale du sommet à partir de 4km de profondeur.

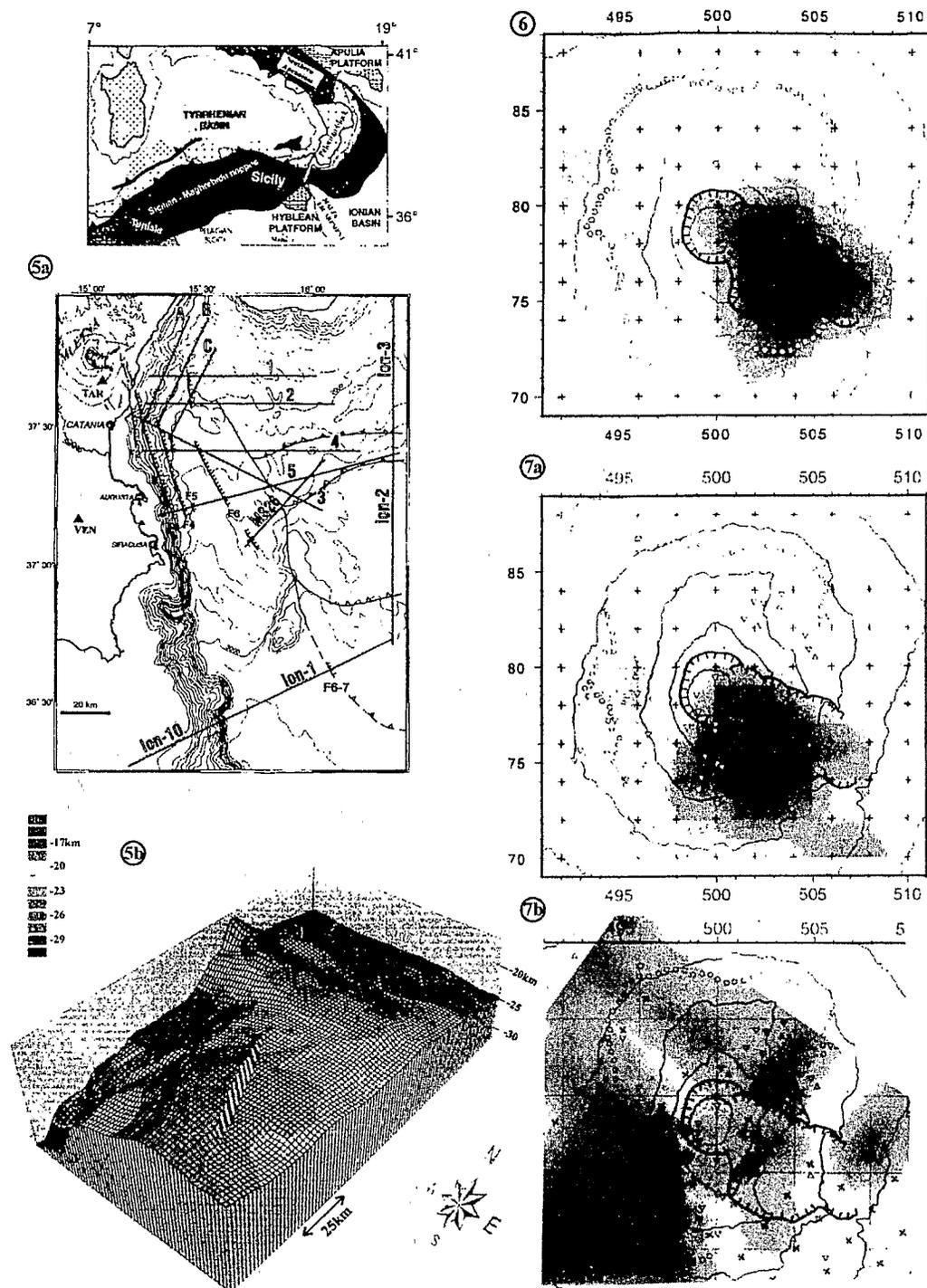


Fig. 5 : D'après Nicolich et al., (soumis). a) L'Etna près de la côte Est de la Sicile dans son cadre géologique sur le complexe de subduction de la marge de l'Afrique sous l'Europe. Localisation des failles normales actives (F1-F7) révélées par la grille de profils de réflexion en mer.

b) Vue perspective depuis la mer au SE, de la topographie du Moho vers l'Etna qu'on voit ainsi être situé sur le point haut au loin, formé par le Moho qui remonte depuis le Sud à travers le paléomarge Mésozoïque du promontoire continental Hybléen de la plaque Afrique puis plonge vers le Nord sous son prolongement océanique chevauché par l'Arc Calabro-Sicilien.

Fig. 6 : D'après Laigle and Hirn (soumis). Carte à 2km sous le niveau de la mer à travers la tomographie 3D de tirs, déviation de V_p . Les capteurs sont disposés en cercle approximatif à 8 km du sommet et enregistrent les ondes renvoyées par le socle depuis des tirs disposés à plus grande distance dans plusieurs azimuts (bleu vitesse forte, rouge vitesse faible).

Fig. 7 : D'après Laigle et al. (soumis). Cartes à 2 km de profondeur à travers la tomographie 3D de séismes locaux enregistrés dans trois déploiement temporaires de réseaux denses (bleu valeur forte, rouge valeur faible). a) déviation de V_p . b) valeur de V_p/V_s .

fournit une résolution en profondeur puisque chaque branche n'est sensible qu'à l'hétérogénéité des couches moins profondes.

On image un corps à forte vitesse, centré sous les cratères sommitaux (Figure 3), ce qui confirme par une géométrie complètement différente le résultat antérieur de la tomographie par séismes locaux. De plus, on voit maintenant que le corps rapide se prolonge sous le niveau de la mer. Il est enraciné à au moins 4 km, profondeur qu'on sait maintenant être celle du toit de la plaque océanique préexistante. Il semble émerger le long de la base de l'édifice de l'île depuis l'Ouest, en quelque sorte en provenance de la direction du Piton des Neiges. Rappelant que la tomographie 2D sur le profil NE-SW à travers l'île a découvert un corps rapide, on peut envisager une relation structurale directe du plus ancien au plus récent pitons, ou bien par le contrôle sur la propagation latérale du magma profond d'une structure héritée dans la lithosphère à la jonction dorsale-transformante fossile que l'on a imagée.

L'expérience résout un deuxième corps rapide bien que celui-ci soit en bordure de son échantillonnage. Ceci établit la qualité de l'approche puisque le toit de ce corps est bien rencontré par le forage géothermique profond du Grand-Brûlé. Ce corps semble enraciné dans la plaque océanique et on établit qu'il est complètement séparé de celui localisé sous le Piton de la Fournaise. On ne peut donc se contenter de considérer les appareils volcaniques de la Réunion seulement en fonction de la trace du point chaud.

Par contre, il n'apparaît pas de structure à l'aplomb des régions parfois considérées comme des "rift-zones". On démontre ce point par des mesures de sismique-réfraction réalisées à l'intérieur de l'Enclos Fouqué à travers la rift-zone Nord. Celle-ci est plutôt une structure lente, rift ou fissure en extension, que rapide comme un rift magmatique formé d'une accumulation solidifiée d'intrusions latérales depuis un réservoir central à l'instar des longues rift-zones Hawaïennes. Une telle image de la structure fournit une explication à l'observation de la différence entre Fournaise et Kilauea dans la sismicité juste avant éruption, et indique une différence dans les possibilités de prédire ou d'annoncer les éruptions latérales. Au Kilauea l'intrusion d'un nouveau dyke liquide dans un amas de dykes solidifiés se fait par force, avec une sismicité forte qu'il est facile d'utiliser pour surveiller la progression du magma et prédire heure et point de sortie. A la Fournaise, les éruptions non-sommitales, qu'elles soient dans ou hors Enclos, font peu de bruit lorsqu'elles passent par des rift-zones ouvertes.

4. L'ÉTAT PHYSIQUE DU MATÉRIEL : MAGMAS ET FLUIDES, D'APRÈS LA TOMOGRAPHIE V_p/V_s DE SÉISMES LOCAUX

Il y a trois progrès importants par rapport aux tomographies courantes par séismes locaux. D'une part on

détermine indépendamment par sismique réfraction-réflexion la loi de vitesse-profondeur qui est la référence par rapport à laquelle on linéarise le problème inverse, et dont les résultats portent l'empreinte. D'autre part on déploie des réseaux qui sont denses, et constitués de sismographes 3-composantes. Leurs données fournissent une meilleure contrainte sur le milieu que le même nombre de données sur un réseau lâche parce qu'il y a moins d'inconnues liées à la position des sources et un meilleur échantillonnage spatial. Enfin, on utilise plusieurs géométries pour éviter le risque de biais intrinsèque à chacune. La tomographie NeHt par sources artificielles permet de cerner une partie restreinte du milieu. Ainsi calée et avec des tests synthétiques, la tomographie par séismes locaux fournit V_p/V_s , qui donne accès à l'état physique du milieu.

4.1 L'hétérogénéité en V_p/V_s et les transports de magma de l'éruption majeure de 1991-93 à l'Etna.

La tomographie V_p par séismes locaux est cohérente avec celle de tirs là où elles coïncident. Elle permet de prolonger le corps rapide dans la croûte et de décrire son toit. La discussion des implications magmatiques et tectoniques, en termes de rift-zones et de failles, doit faire appel à plusieurs autres données, de réfraction et réflexion, et ne peut être faite ici (Accaino et al. 1998, Laigle et al., 1998 ; Laigle et al., en préparation). On choisit plutôt d'illustrer brièvement les résultats V_p/V_s (Laigle, 1998).

Le corps rapide, que son contraste avec les sédiments encaissants permet d'interpréter comme étant de nature magmatique, apparaît massif en V_p (Figure 7a). Cependant, V_p/V_s montre une hétérogénéité à l'intérieur, et sur certains de ses bords. Les inversions de données calculées dans des modèles synthétiques vérifient la fiabilité de ces images (Laigle et al., soumis 1999). A 2-3 km sous le niveau de la mer dans la zone centrale du volcan (Figure 7b), on note dans le domaine à fort V_p plusieurs zones à fort V_p/V_s , donc de faible V_s relative ce qui suggère la présence du matériel magmatique non massif ou non solidifié. L'une d'entre elles, à l'intérieur du corps de fort V_p , s'allonge à l'aplomb de la bordure Est des cratères terminaux. Une autre rentre sous le bord du corps rapide, au SW des cratères. Là elle est localisée entre les sédiments et la partie centrale du corps à fort V_p et V_p/V_s normal. Une connexion possible entre ces deux régions, par le sud des cratères est indiquée en 3D. On suggère qu'une telle hétérogénéité dans l'hypostructure magmatique peut servir de cadre à la compréhension de la complexité de l'éruption majeure de 1991-93. Schématiquement quelques éléments : la localisation de la déflation de la première phase de l'éruption (Nunnari and Puglisi, 1994) coïncide avec l'anomalie au SW des cratères, d'où un premier amas de magma pourrait provenir. L'essai sismique prééruptif du 14/12/91 migre vers les cratères sommitaux (Ferrucci and Patanè, 1993) depuis un site proche mais au SE d'eux, que l'anomalie V_p/V_s pourrait

indiquer être relié à la région précédente au SW. Treuil et Joron (1994) décrivent aussi par la géochimie l'arrivée plusieurs mois plus tard dans l'éruption soutenue, de magma d'une nouvelle provenance. C'est l'époque où se développent les séismes longue période qui sont susceptibles de marquer un tel flux, et le domaine où ils se produisent est celui de l'anomalie à l'Est des cratères, qui apparaît ainsi avec une activité magmatique correspondant bien à sa structure.

4.2 L'activation sismique et éruptive dans son cadre structural. Tomographies de Vp/Vs, et de facteur b pour l'éruption de Mars 1998 au Piton de la Fournaise

Un aspect propre à la tomographie par séismes est que l'inversion contraint au mieux la localisation des sources. A l'Etna des séquences de séismes ont été attribuées à l'activation de plans ou de volumes, alors qu'en fait la relocalisation tomographique les réduit à un point, ce qui est confirmé par la similitude des formes d'ondes (Hirn et al., 1991b). Au Piton de la Fournaise, ce n'est que cette relocalisation qui a permis d'ordonner la distribution des sens de déviation sur la sphère focale pour parvenir à obtenir des mécanismes au foyer (Sapin et al., 1996).

L'éruption de Mars 1998 au Piton de la Fournaise fournit d'autres exemples d'amélioration de la perception de la sismicité et de sa relation avec la structure. Les foyers des séismes de la crise progressent vers la surface, ce qui suggère une migration de magma. La tomographie permet de replacer cette activation dans la structure : le début de la crise et de la migration, à 4 km sous le niveau de la mer, coïncide avec la base de l'édifice sur la plaque océanique. De même la sismicité à quelques kilomètres de profondeur du côté mer du sommet, qui avait eu lieu en Juillet 1984 à la suite d'une intrusion, et en Mars 1986 pendant la phase préparatoire à l'éruption hors-enclos (Hirn et al., 1991a) et qui pouvait ressembler à celle dite de flanc Sud du Kilauea, se trouve dans le modèle révisé par les mesures de sismique réfraction-réflexion en grande partie coïncider plutôt avec la base de l'édifice reconstruite par la sismique.

Dans le cas de la crise prééruptive de 1998, on peut aussi analyser le mode de libération de l'énergie sismique. L'observable usuel est la valeur du facteur b de la relation de Gutenberg et Richter entre nombre N et magnitude M des séismes : $\log N = a - b M$. Dans une approche traditionnelle on cherchait dans la variation temporelle de b pendant une crise sismique une indication sur l'issue éruptive de celle-ci. On peut aussi considérer toute la sismicité enregistrée sur un volcan et chercher à établir la distribution dans l'espace du facteur b, qui est alors discutée en termes de condition pression-température, de proximité à une chambre magmatique, ou d'exsolution du magma (Wiemer and McNutt, 1997). Une claire variation du facteur b est établie pour la crise prééruptive de 800 séismes analysés de Mars 1998 (Lépine et al., en

préparation). Comme il y a migration, cette variation de b est aussi dans l'espace, se produisant vers 2 à 1 km sous le niveau de la mer. Ici on peut étudier si une telle variation spatiale ne serait pas aussi contrôlée par la structure de l'encaissant, imagée par tomographie. La tomographie Vp/Vs est ici possible grâce aux capteurs 3-composantes du réseau temporaire et de quelques stations du réseau permanent. A l'intérieur du volume à fort Vp (Figure 4a) qu'on associe à la partie du volcan non formée par les matériaux éruptés ou résultant d'un transport latéral, on découvre un contraste entre des régions à fort et à faible Vp/Vs (Figure 4b) entre 2 et 1 km sous le niveau de la mer. La variation du facteur b, et probablement des mécanismes au foyer, apparaît donc corrélée avec cette profondeur. Une inversion sans les séismes de cette éruption trouvait déjà cette anomalie structurale de Vp/Vs qui est donc préexistante et qui peut avoir contribué à contrôler la crise pré-éruptive.

REMERCIEMENTS

Les recherches ont participé au programme des Volcans Laboratoires Européens promu par Franco Barberi. Le soutien financier principal est venu du programme Environnement, Risques Naturels, de la Commission des Communautés Européennes par les contrats ETNASEIS EV5V-CJ92-0187 et FURNASEIS EV5V-CJ92-0188. Les moyens à la mer nationaux IFRTP et IFREMER en France et l'OGS en Italie ont été décisifs. L'INSU-CNRS par son soutien à l'étude coopérative de l'Etna avec les institutions italiennes, et à La Réunion par le programme Point Chaud et la contribution à la maintenance des réseaux de l'observatoire du Piton de la Fournaise de l'IPG Paris nous a permis de maintenir une activité de recherche en sismologie sur les volcans actifs. On remercie chaleureusement les nombreux participants à ce travail.

RÉFÉRENCES

- Accaino, F., M. Romanelli, L. Petronio, L. Cernobori, M. Laigle, and ETNASEIS group, 1998. Etna: refraction and near vertical seismic reflection data on the volcanic edifice, in The European Laboratory Volcanoes (Casale, R., Fytikas, M., Sigvaldasson, G. and Vougioukalakis, eds.) European Commission, EUR 18161 EN, 421-430.
- Aki, K., Christoffersson, A., and Husebye, E. S., 1976. Three-dimensional seismic structure of the lithosphere under the Montana LASA, Bull. Seism. Soc. Am., 66, 501-524.
- Aki, K., and Lee, W. H. K., 1976. Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival from local earthquakes. I-A homogeneous initial model, J. Geophys. Res., 81, 4381-4399.
- Albarède, F., 1993. Residence time analysis of geochemical fluctuations in volcanic series, Geochim. and Cosmochim. Acta, 57, 615-621.

- Allard, P., 1997, Endogenous magma degassing and storage at Mount Etna, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 2219-2222.
- Allard, P., Carbonnelle, J., Dajlevic, D., Le Bronec, J., More, P., Robe, M.C., Maurenas, J.M., Faivre-Pierret, R., Martin, D., Sabroux, J.C., and Zettwoog, P., 1991, Eruptive and diffuse emissions of CO₂ from Mount Etna, *Nature*, 351, 387-391.
- Charvis, P., Laesanpura, A., Gallart, J., Hirn, A., Lépine, J.-C., de Voogd, B., and Pontoise, B., Spatial distribution of hotspot material added into the lithosphere under La Réunion from Wide-angle seismic data. *Sous presse J. Geophys. Res.*, 1999.
- De Voogd, B., Pou Palomé, S., Hirn, A., Charvis, Ph., Gallart, J., Rousset, D., Danobeitia, J., and Perroud, H., Vertical movements and material transport during hotspot activity: Seismic reflection profiling offshore La Réunion. *Sous presse J. Geophys. Res.*, 1999.
- Evans, J. R., and Zucca, J. J., 1993. Active source, high-resolution (NeHT) tomography: velocity and Q, in *Seismic Tomography: Theory and Practice* (Iyer, H. M. and Hirahara, K., eds.) Chapman et Hall, 695-727
- Ferrucci, F., and Patanè, G., 1993. Seismic activity accompanying the outbreak of the 1991-1993 eruption of Mt Etna (Italy). *J. Volc. and Geotherm. Res.*, 57, 125-135
- Gallart, J., Hirn, A., Nicolich, R., and Brandsdottir, B., Final report of FOURNASEIS project, EV5V-CJ92-0188, 1996
- Gallart, J., Driad, L., Charvis, Ph., Sapin, M., Hirn, A., Diaz, J., de Voogd, B., and Sachpazi, M. Perturbation to the lithosphere along the hotspot track of La Réunion, from an offshore-onshore seismic transect. *Sous presse J. Geophys. Res.*, 1999.
- Hirn, A., et Nercessian, A., 1980. Mont Dore : Etude tri-dimensionnelle par des méthodes de sismique transmission, Report on Contract 578 78 EGF, R and D program Geothermal Energy, Commission of the European Communities, Brussels, p. 118.
- Hirn, A., Sachpazi, M., and Nercessian, A., 1989. Elements for a model of the geothermal field of Milos from seismological data. *Geothermics*, 18, 579-595.
- Hirn, A., Lépine, J.-C., Sapin, M., and Delorme, H., 1991a. Episodes of pit-crater collapse documented by seismology at Piton de la Fournaise. *J. Volcan. and Geotherm. Res.*, 47, 89-104
- Hirn, A., Nercessian, A., Sapin, M., Ferrucci, F. & Wittlinger, G., 1991b. Seismic heterogeneity of Mt Etna: structure and activity. *Geophys. J. Int.*, 105, 139153
- Hirn, A., Nicolich, R., Gallart, J., and Brandsdottir, B., 1996. Final report of project ETNASEIS EV5V-CJ92-0187
- Hirn, A., Nicolich, R., Gallart, J., Laigle, M., Cernobori, L., ETNASEIS Scientific Group, 1997, Roots of Etna volcano in faults of great earthquakes, *Earth & Planet. Sc. Let.*, 148, 171-191.
- Hirn, A., Laigle, M., Diaz, J., and Petronio, L. Seismic evidence for a mantle upwarp at Etna volcano: a possible ponding level reconciling observations on structure and magmatism. *En préparation 1999.*
- Laigle, M., 1998. Images sismiques de l'Etna à diverses échelles : nouveaux éléments sur son comportement et le cadre régional. Thèse Univ. Paris 7, 288 pp.
- Laigle, M., and Hirn, A., Explosion-seismic tomography of a magmatic body beneath the edifice of Mt Etna: volatile discharge and tectonic control of volcanism. *Geophys. Res. Lett.*, soumis 1998
- Laigle, M., Hirn, A., Sapin, M., Lépine, J.C., Petronio, L., and Diaz, J., P and S dense-array earthquake tomography at Etna. *J. Geophys. Res.*, soumis 1999.
- Laigle, M., Hirn, A., Nicolich, R., Gallart, J., Cernobori, L., Etna volcano and evolution: intrusions, rift-zones, flank tectonics, *J. Volcanol. and Geotherm. Res.*, en préparation.
- Laigle, M., L. Petronio, M. Romanelli, F. Accaino, and ETNASEIS Group, 1998. Etna: data of cross-volcano seismic transmission, in *The European Laboratory Volcanoes* (Casale, R., Fytikas, M., Sigvaldasson, G. and Vougioukalakis, eds.) European Commission, EUR 18161 EN, 431-442.
- Lankar, V., and Hirn, A. Artificial source seismic transmission tomography of Piton de la Fournaise intraplate volcano (La Réunion Island, Indian Ocean), *Geoph. J. Int.*, à soumettre 1999.
- Lépine, J.-C., Sapin, M., Hirn, A., Piton de la Fournaise augmented P and S tomography and the March 1998 eruptive seismic crisis. *Geophys. J. Int.*, to be submitted.
- Nercessian, A., Sapin, M., Hirn, A., Wittlinger, G., and Djeddi, 1983. Local earthquakes on three-component seismographs: heterogeneity in the aftershock zone of El Asnam, Algeria (10.10.1980). *Geophys. Res. Lett.*, 10, 693-696.
- Nercessian A., Hirn A. and Tarantola A., 1984, Three-dimensional seismic transmission prospecting of the Mont Dore volcano, France. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 76, 299-306.
- Nercessian, A., Hirn, A., Lépine, J.C. and Sapin, M., 1996. Internal structure of Piton de la Fournaise volcano from seismic wave propagation and earthquake distribution. *J. Volcan. and Geoth. Res.*, 70, 123-143.
- Nicolich, R., Laigle, M., Hirn, A., Cernobori, L., Gallart, J. Seismic structure of the upper lithosphere of the Ionian margin of Sicily: Etna volcano in the regional frame of recent evolution, soumis *Tectonophysics* 1998.
- Nunnari, G., and Puglisi, G., Ground deformation studies during the 1991-1993 Etna eruption using GPS data. *Acta Volcanol.*, 4, 101-107, 1994
- Wiemer, S., and McNutt, S. R., Variations in the frequency-magnitude distribution with depth in two volcanic areas: Mount St Helens, Washington, and Mt Spurr, Alaska. *Geophys. Res. Lett.*, 24, 189-192, 1997.
- Sapin, M., Hirn, A., Lépine, J.C. and Nercessian, A., 1996. Stress, failure and fluid flow deduced from earthquakes accompanying eruptions at Piton de la Fournaise volcano. *J. Volcan. and Geoth. Res.*, 70, 145-167
- Sharp, A. D. L., Davis, P.M., and Gray, F., 1980. A low velocity zone beneath Mount Etna and magma storage. *Nature*, 287, 587-591.
- Tarantola A., and Nercessian A., 1984, Three-dimensional inversion without blocks. *Geophys. J. R. astr. Soc.* 76, 299-306.
- Treuil, M., and Joron, J.-L., Etude géochimique des éléments en traces dans les laves émises au cours de l'éruption 1991-1993 de l'Etna. Mise en évidence des contributions de la source, de la fusion partielle, de la différenciation et des modalités de transfert des magmas. *Acta Volc.*, 4, 29-45, 1994

RAPPORT QUADRIENNAL

1995 - 1998

Edité par Jean-Pierre Barriot
Observatoire Midi-Pyrénées
14, avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse

LE COMITÉ NATIONAL FRANÇAIS DE GÉODÉSIE ET GÉOPHYSIQUE
HISTORIQUE