

**Problèmes de stabilité et d'hydrologie
liés aux essais nucléaires souterrains
en Polynésie Française :**

Volume III, Extraits en français des Volumes I et II

**Rapport de la
Commission Géomécanique Internationale**

présidée par Charles FAIRHURST

**Rapport préparé dans le cadre d'un contrat avec l'Université du Minnesota,
Minneapolis, Minnesota, U.S.A.**

Un grand soin a été apporté aux traductions du Volume III avec l'intention qu'elles rendent fidèlement compte des sections correspondantes des Volumes I et II. Dans le cas que nous espérons improbable où des différences d'interprétation pourraient résulter de la comparaison des deux textes, on doit considérer que la version contenue dans les Volumes I et II constitue la position officielle de la CGI.

Ce rapport est publié en trois volumes : Volume I, *Résultats généraux* ; Volume II, *Analyses Techniques* ; et Volume III, *Les Essais Nucléaires Souterrains en Polynésie Française : Stabilité et Hydrogéologie* (Extraits en français des Volumes I et II). Ces volumes peuvent être obtenus à l'adresse suivante :

La Documentation Française
29, quai Voltaire
75344 Paris
Cedex 07
France

Imprimé aux Etats-Unis.

Membres de la Commission Géomécanique Internationale

Président

Charles FAIRHURST (U.S.A.)

Commission

Edwin T. BROWN (Australie)

Emmanuel DETOURNAY (Belgique/U.S.A.)

Ghislain de MARSILY (France)

Victor NIKOLAEVSKIY (Russie)

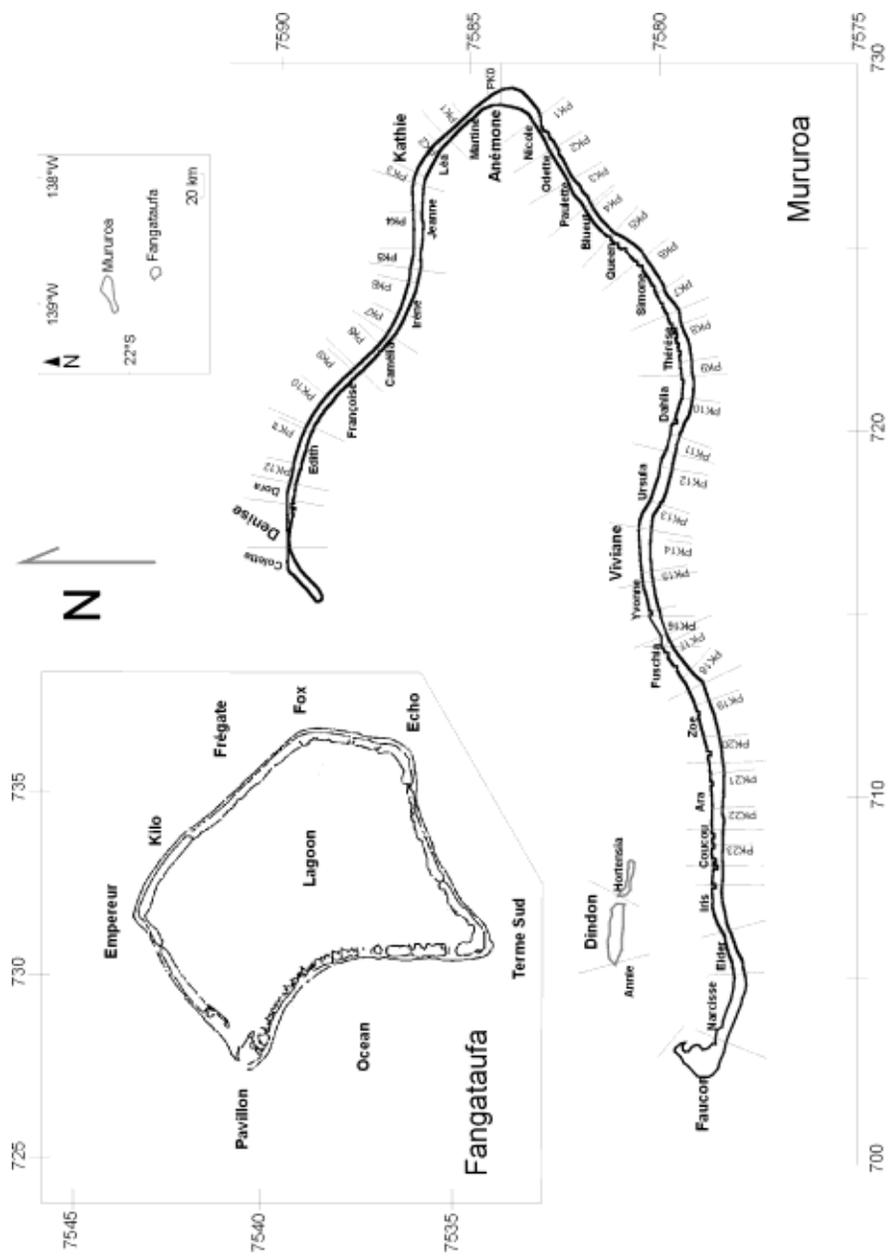
J.R. Anthony PEARSON (Grande Bretagne)

Lloyd TOWNLEY (Australie)

Liaison Technique

Pierre BÉREST (France)

Une brève notice bibliographique des membres de la Commission est fournie à l'annexe A.



Appellations locales des différents secteurs de Mururoa et Fangataufa. Les coordonnées locales sur la figure sont indiquées (en km) dans le système Mercator Universel Transverse pour l'hémisphère sud. Les positions géographiques relatives exactes des atolls sont indiquées dans le médaillon (coin de page supérieur droit).

PRÉFACE

Le programme français d'essais nucléaires

« Gerboise bleue », une charge de relativement faible énergie (estimée à 60-70 kt *), tirée dans le désert du Sahara à Reggane, en Algérie, le 13 février 1960, faisait de la France une puissance nucléaire - quelques 15 ans après la première explosion nucléaire au monde (Trinity) à Alamogordo, Nouveau Mexique, USA, le 16 juillet 1945. Au cours de ces quinze années, les États-Unis avaient effectué 196 tirs, l'Union Soviétique 84, et le Royaume Uni 21. Ces 301 essais, à l'exception des 22 explosions souterraines du Nevada Test Site aux États-Unis (voir annexe B), avaient été conduits dans l'atmosphère. En novembre 1958, les trois pays déclaraient conjointement un moratoire sur les essais. Le moratoire dura jusqu'en septembre 1961.

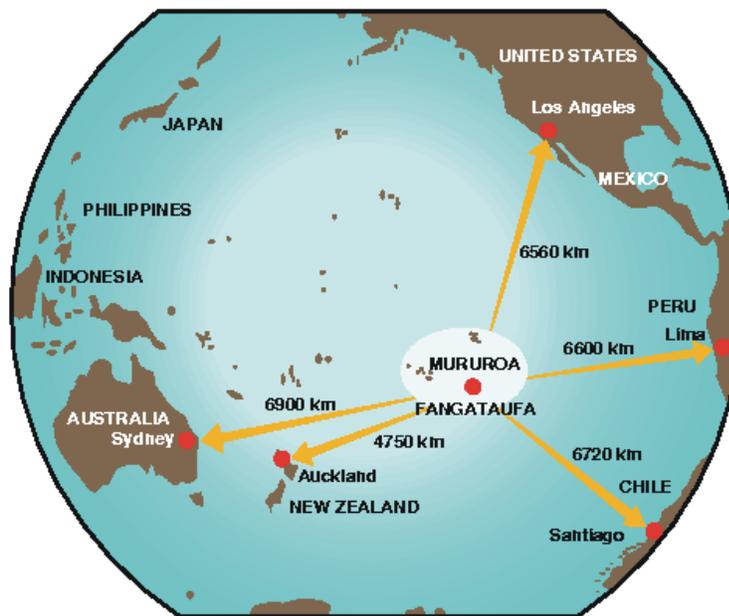
En novembre 1961, après 4 essais atmosphériques à Reggane, la France procéda à une série de 13 essais souterrains tirés en profondeur dans des tunnels horizontaux creusés dans le massif granitique du Hoggar à In-Eker, à quelques 560 km de Reggane dans la direction E-SE. Cette série s'arrêta le 16 février 1966 en raison, au moins pour une part, de la situation politique en Algérie. Entre-temps, le Royaume-Uni, les USA et l'URSS avaient signé le Limited Test Ban Treaty (5 août 1963) qui interdisait les essais nucléaires dans l'atmosphère, dans l'espace ou sous l'océan.

Aldebaran, le premier essai français dans le Pacifique Sud, fut effectué le 21 juillet 1966. Il s'agissait d'une explosion nucléaire conduite depuis une barge placée dans le lagon de Mururoa, la première d'un total de 41 explosions atmosphériques : 37 à Mururoa ou dans son voisinage (dont Procyon, dont l'énergie était supérieure à 1 Mt), et 4 à Fangataufa (dont Canopus, dont l'énergie était supérieure à 1 Mt). Cinq essais de

* 1 kt signifie que l'énergie libérée, ou énergie de l'explosion nucléaire, équivaut à celle obtenue dans la détonation de mille tonnes d'explosif chimique tri-nitro-toluène (TNT), soit $4,18 \cdot 10^{12}$ joules. 1 Mt signifie que l'énergie libérée correspond à un million de tonnes de TNT, soit $4,18 \cdot 10^{15}$ joules, qui est l'équivalent mécanique de 10^{15} calories d'énergie thermique. Le Threshold Test Ban Treaty (1962), résultant d'un accord entre les États-Unis et l'Union Soviétique, fixait une limite supérieure de 150 kt à l'énergie des essais souterrains. Le CEA (Bouchez et Lecomte 1996, Annexe, p. 113) affirme que tous les essais souterrains conduits par la France étaient inférieurs à la limite de 150 kt. Les résultats de la surveillance sismique internationale sont en accord avec cette affirmation (voir Volume II, annexe C).

sécurité[†] ont aussi été conduits à Mururoa, dont deux ont eu pour résultat une (faible) explosion nucléaire. Les essais atmosphériques ont pris fin le 14 septembre 1974.

Les essais souterrains dans les atolls commencèrent par deux tirs de petite énergie (Achille et Hector) sous la couronne sud de Fangataufa, les 5 juin 1975 et 26 novembre 1975. Au moment où cette série d'essais s'acheva, en juillet 1991, un total de 131 essais souterrains avaient été conduits : 123 à Mururoa (73 sous la couronne et 50 sous le lagon) et 8 à Fangataufa (2 sous la couronne et 6 sous le lagon). De plus, 10 essais souterrains de sécurité, dont 3 ont eu pour résultat une faible explosion nucléaire[‡], ont été conduits à Mururoa. La France annonçait son propre moratoire sur les essais nucléaires en septembre 1991.



Localisation de Mururoa et Fangataufa par rapport aux principales terres continentales

La dernière campagne d'essais

La Grande-Bretagne, les États-Unis et la Russie avaient déjà annoncé qu'ils étaient prêts à adopter la proposition de Comprehensive Test Ban Treaty (Traité d'interdiction

[†]Un essai de sécurité consiste en la détonation d'un anneau d'explosif chimique placé autour de l'engin nucléaire en vue de vérifier si cette explosion déclenche ou non une explosion nucléaire, ou « tir ».

[‡]Il faut remarquer que les 3 essais de sécurité « nucléaires » sont inclus dans la liste des 134 essais souterrains figurant dans l'Annexe de Bouchez et Lecomte (1996). Avec les 6 essais de la campagne 1995-1996, c'est un total de $(131 + 10 + 6) = 147$ essais nucléaires souterrains et essais de sécurité qui ont été conduits à Mururoa et Fangataufa.

complète des essais), interdisant tout essai d'arme nucléaire, quand, en juin 1995, le Président Jacques Chirac annonçait de manière inattendue que la France conduirait à Mururoa et Fangataufa, avant de signer le Traité[¶], un nombre limité (ne dépassant pas 8) d'essais souterrains. Au total six essais complémentaires ont été effectués (4 à Mururoa et 2 à Fangataufa - tous sous les lagons) entre le 5 septembre 1995 et le 27 janvier 1996, date à laquelle la France annonçait que la série était achevée. Entre le 13 février 1960 et le 27 janvier 1996, la France a conduit 210 essais nucléaires[§], les 15 essais de sécurité étant inclus dans ce total. Le détail de tous les essais connus conduits dans le monde (USA, 1030 ; URSS 415 ; France 210 ; Chine 45 ; Royaume Uni 45 ; Inde 6 ; Pakistan 6^{||}) est donné dans le tableau de l'Annexe B. Des détails complémentaires sur les essais souterrains français du Sud Pacifique sont présentés à l'annexe C.

La décision de conduire cette dernière campagne, trois ans après que tous les pays, à l'exception de la Chine, avaient arrêté les essais, suscita des inquiétudes dans le monde entier et des protestations internationales selon lesquelles ces essais, s'ajoutant à ceux déjà conduits, pourraient avoir pour conséquences des dommages sévères à court** et à long terme. Le relâchement dans l'environnement de nucléides radioactifs dangereux produits par les explosions, et les dommages infligés à l'hydrologie des atolls et à leur stabilité mécanique, étaient les deux sujets principaux d'inquiétude.

Invitations à étudier les effets des essais souterrains

En réponse à ces inquiétudes et protestations, le Ministre français des Affaires Étrangères, Monsieur Hervé de Charette, agissant au nom du Président Jacques Chirac, invitait en septembre 1996 deux groupes internationaux distincts à conduire, en toute indépendance, des investigations relatives aux conséquences des essais souterrains de Mururoa et Fangataufa.

L'Agence Internationale de l'Énergie Atomique (AIEA), dont le siège est à Vienne, accepta d'examiner le problème du relâchement des radionucléides. Son rapport officiel a été publié à la fin du printemps 1998. Une conférence internationale ayant pour but de débattre de ses résultats s'est tenue au siège de l'AIEA, à Vienne, du 30 juin au 3 juillet 1998.

[¶] La France a signé ce Traité quand il a été adopté par les Nations Unies en 1996 ; il a été ratifié par le Parlement français en mars 1998. La Grande-Bretagne, la Chine, la Russie et les États-Unis ont aussi signé le Traité. Le Traité n'est pas encore entré en vigueur (Associated Press 1998).

[§] Les 210 essais peuvent être répartis comme suit : 45 essais atmosphériques (4 en Algérie, 41 dans le Pacifique Sud) ; 150 essais souterrains (13 en Algérie, 137 dans le Pacifique Sud) ; 15 essais de sécurité (5 en surface, 10 en souterrain - tous dans le Pacifique Sud).

^{||} L'Inde a affectué 5 tirs souterrains, du 1 au 3 mai 1998 ; le Pakistan a annoncé 5 essais, du 28 au 30 mai 1998, puis 1 essai le 30 mai 1998. Certains experts en détection sismique pensent qu'un nombre d'engins inférieur à 5 ont été tirés le 28 mai.

** « Court terme », ici, signifie la période qui s'étend jusqu'à 500 ans après la fin des essais souterrains. « Long terme » signifie une période qui s'étend jusqu'à 10 000 ans après la fin des essais souterrains.

La lettre de Monsieur de Charette (invitant le Professeur Fairhurst à conduire la seconde étude - consacrée aux questions de stabilité et d'hydrologie) est reproduite à la page suivante. Dans sa réponse à cette invitation, le Professeur Fairhurst remarquait que son mandat (d'une durée de quatre ans) de Président de la Société Internationale de Mécanique des Roches (SIMR) arrivait à son terme un mois plus tard environ, de sorte que ce ne serait pas à ce titre qu'il conduirait l'étude. Il fut alors convenu qu'il constituerait et présiderait, pour entreprendre cette étude, un groupe indépendant d'experts internationaux, sous le nom de Commission Géomécanique Internationale (CGI). Une liste des membres de la CGI et des personnes qui l'ont assistée, accompagnée d'une courte notice bibliographique de chacun des membres, sont données à l'annexe A.

Si l'essentiel des études de radiologie et de stabilité/hydrologie ont été poursuivies indépendamment l'une de l'autre, certains aspects des conséquences mécaniques et hydrologiques des essais n'en affectent pas moins directement le relâchement de radionucléides. Afin de garantir que ces conséquences soient complètement prises en compte, trois membres de la CGI ont participé à l'étude radiologique, à l'invitation de l'AIEA, en tant que membres du Groupe de Travail 4, « Transport dans la Géosphère ».

Le présent rapport expose les résultats de l'étude de la CGI.

Procédure suivie pendant l'étude de la CGI

Les autorités françaises et les membres de la Commission ont attaché une importance toute particulière à l'indépendance de l'étude de la CGI. L'objet général des investigations, la stabilité et l'hydrologie, était défini par la lettre de M. de Charette, mais la CGI a considéré qu'il lui appartenait de définir sa propre méthode de travail et le détail du contenu de ses travaux. Ainsi, bien que la lettre de mission parle de « ...l'évaluation des effets de cette série d'essais... » la Commission a rapidement décidé que l'étude des effets des expérimentations sur la stabilité et l'hydrologie des atolls devait être replacée dans le contexte de la série complète des 147 essais nucléaires souterrains réalisés à Mururoa et Fangataufa. De la même manière, le choix des questions particulières méritant d'être traitées a été effectué par la Commission. Par exemple, une certaine attention a été initialement portée au signal sismique engendré par une explosion - du point de vue à la fois de la précision des estimations de l'énergie d'un tir nucléaire (voir Annexe B) et des risques potentiels de dommage à grande distance du site d'essais, comme du point de vue de la formation de vagues par de grands glissements sous-marins. Mais, dans les deux cas, on a jugé que les questions liées à ces effets pouvaient recevoir une réponse adéquate sans qu'une étude détaillée par la Commission soit nécessaire.

Un contrat principal a été passé entre le Commissariat à l'Énergie Atomique (CEA) et l'Université du Minnesota, Minneapolis, USA, employeur du Professeur Fairhurst. Toutes les décisions ultérieures au plan financier ont été prises par l'Université. Le choix des membres de la CGI, des consultants et contractants, a été effectué en toute indépendance vis-à-vis des autorités françaises.

14 septembre 1995

Le Ministre des Affaires Etrangères

Monsieur le Professeur,

L'engagement de la France de se joindre à la conclusion du Traité d'interdiction complète des essais nucléaires au plus tard en 1996 a conduit les autorités françaises à procéder à une ultime série d'essais. Ces essais souterrains, au nombre maximum de huit, se dérouleront au Centre d'Essais du Pacifique sur les atolls de Mururoa et de Fangataufa entre septembre 1995 et fin mai 1996.

Dans un souci de transparence, le Président de la République Française souhaite qu'une mission scientifique internationale procède à l'évaluation des effets de cette série d'essais sur l'environnement aussi bien du point de vue radiologique qu'au plan géologique et de la stabilité des atolls. Le Gouvernement français a décidé de confier la direction de cette mission à des experts ou à des organisations internationales dont la réputation scientifique est incontestable dans les domaines considérés.

A ce titre, considérant la réputation exceptionnelle que vous avez personnellement dans la communauté scientifique internationale, les responsabilités éminentes qui sont les vôtres en tant que Président de la Société Internationale de Mécanique des Roches, j'ai l'honneur de vous demander si vous accepteriez de conduire la mission scientifique dans le domaine de la stabilité des atolls et de l'hydrogéologie.

Si vous acceptiez cette responsabilité, il vous appartiendrait de préciser la composition de cette mission scientifique dont vous seriez seul juge, s'agissant en particulier du choix des experts. J'appelle toutefois votre attention sur l'intérêt que les pays de la zone Pacifique portent à cette mission.

Les autorités françaises mettront à la disposition de la mission scientifique l'ensemble des données disponibles concernant les études antérieures liées à la situation mécanique et hydrogéologique des atolls de Mururoa et Fangataufa.

Les frais engendrés dans le cadre de cette mission seront pris en charge par la France selon un protocole à établir avec vous.

Les Services des diverses administrations françaises concernées et notamment du Commissariat à l'Energie Atomique sont à votre disposition pour apporter les précisions que vous pourriez estimer nécessaires avant de prendre une décision que le Gouvernement français souhaite positive.

Il conviendra en particulier d'arrêter avec eux les dispositions pratiques concernant le calendrier, la nature et le volume des travaux. A cet égard, je peux vous assurer que les autorités françaises auront le souci de limiter autant que possible les contraintes à prendre en considération eu égard à la confidentialité des aspects militaires des essais.

J'ajouterai enfin que si vous estimez nécessaire pour la préparation de votre mission de venir sur les atolls, éventuellement avec d'autres experts, avant la fin de notre ultime campagne d'essais, les autorités françaises feraient leurs meilleurs efforts pour rendre cela possible.

Veuillez agréer, Monsieur le Professeur, l'expression de ma haute considération.

Hervé de CHARETTE

Professeur FAIRHURST

Président de la Société Internationale

de Mécanique des Roches

Les travaux et les résultats de la Commission sont restés connus des seuls membres de la CGI jusqu'en octobre 1997, date à laquelle, plus d'un an et demi après le début des travaux, des copies de plusieurs chapitres du rapport provisoire de la CGI ont été présentées aux scientifiques du CEA. La Commission considérait que ceci était nécessaire pour s'assurer que les données fournies par le CEA n'avaient pas fait l'objet d'erreurs d'interprétation. Même si des analyses et des commentaires explicatifs ont été ajoutés depuis cette date dans le Rapport Final, ses résultats et ses conclusions n'ont pas été modifiés.

La Commission s'est efforcée d'établir un cadre scientifique solide qui permette l'évaluation des conséquences des essais nucléaires souterrains sur la stabilité et l'hydrologie de Mururoa et Fangataufa. Les résultats sont présentés de manière détaillée avec l'intention que leur validité puisse être jugée de manière indépendante par les personnes intéressées.

Sources d'information

La Commission s'est réunie à plusieurs reprises (voir l'encart ci-après) avec les scientifiques du Commissariat à l'Énergie Atomique (CEA) pendant les phases préliminaires de l'étude, pour obtenir l'information de base et poser des questions. Des échantillons carottés du sondage Zoé, effectué dans la partie centrale de la couronne sud à Mururoa, et qui a fait l'objet d'un carottage continu à travers les carbonates et les roches volcaniques, depuis la surface du sol jusqu'à une profondeur de 1100 mètres, ont été examinés dans les locaux du CEA à Bruyères le Chatel, au sud de Paris.

Les membres de la Commission ont passé trois jours à Mururoa et Fangataufa, du 10 au 12 juillet 1996, et ont examiné, en voiture ou à pied, toutes les zones accessibles des couronnes ayant servi aux essais, ou ayant été affectées par ces derniers. Les deux atolls ont également été inspectés depuis un hélicoptère volant à basse altitude. Photographies et enregistrements vidéos étaient autorisés sans restriction.

À Mururoa, une attention particulière a été portée à la zone d'essais n°1, dans laquelle des volumes importants de la couronne, côté océan, subissent des déformations continues ; et à la zone d'essais n°4, la plus intensivement utilisée (en termes d'énergie explosive totale par unité de volume de roche), et qui a été le siège de grands glissements sous-marins provoqués par les essais. A Fangataufa, les fractures qui ont été activées dans la couronne nord-est, au voisinage de Kilo-Frégate, ont fait l'objet d'un examen. Cette zone est exceptionnelle en ceci que les essais à Fangataufa n'ont pas été conduits dans la couronne nord-est. Ceci implique que ces fractures ont été stimulées par les ondes sismiques engendrées par les essais dans d'autres régions de l'atoll - très probablement par les essais de grande énergie effectués sous le lagon.

Bien que, comme mentionné plus haut, les localisations des essais individuels (et leur profondeurs) n'aient pas été fournies à la Commission, les emplacements à la surface du sol de nombreux essais étaient visibles des airs, notamment à Mururoa.

*Réunions de la Commission Géomécanique Internationale***18-20 mars 1996, École des Mines et Bruyères le Chatel, Paris, France***Réunion plénière***27-29 mai 1996, Minneapolis, Minnesota, USA***Sous-groupe Stabilité et Consultants***30 mai 1996, Université de Paris VI, France***Sous-groupe Hydrologie et J. Hadermann***9-13 juillet 1996, Polynésie française : Tahiti ; atolls de Mururoa et Fangataufa***Réunion plénière, et représentants du CEA***6-7 septembre 1996, Université de Paris VI, France***Sous-groupe Hydrologie***21-22 septembre 1996, Chaska, Minnesota, USA***Sous-groupe Stabilité et Consultants***20-21 décembre 1996, Cambridge, Angleterre***Réunion plénière et Consultants***14 février 1997, Montlhéry, France***E. T. Brown et Pierre Bérest***7-10 mai 1997, Fontvielle, Provence, France***Réunion plénière et Consultants***28 juin 1997, New-York City, New York, USA***Sous-groupe Stabilité***15-16 août 1997, Vienne, Autriche***Sous-groupe Hydrologie et Pierre Perrochet (EPFL)***24-27 octobre 1997, Lewis, Wisconsin, USA***Réunion plénière, représentants du CEA et Consultants.*

Documentation

La publication en deux volumes «Les Atolls de Mururoa et Fangataufa», Volume 1, Géologie, Pétrologie et Hydrogéologie (Guille et al., 1996) et Volume 2, Essais nucléaires, Effets mécaniques, thermo-lumineux et électromagnétiques (Bouchez et Lecomte, 1996), disponibles (en français)^{††} dès le début de l'étude, ont fourni un point de vue général et complet sur les travaux du CEA, et sur les conséquences des expérimentations nucléaires sur les atolls. Cette publication était complétée par un certain nombre de thèses de doctorat et de publications de travaux liés à l'hydrologie des atolls et à leur structure. Des exemplaires des rapports des trois précédentes missions, la mission de 1982 conduite par le Professeur Haroun Tazieff (décédé depuis) (Tazieff, 1982) suivie, en décembre 1983, par un groupe originaire de Nouvelle Zélande, Australie et Papouasie Nouvelle Guinée, conduit par M. H.R. Atkinson (MoFA, Nouvelle Zélande, 1984) puis par la Mission scientifique de la Calypso, en juillet 1987, conduite par le Commandant Jacques-Yves Cousteau (décédé depuis) (Fondation Cousteau, Paris, 1988)^{‡‡} ont également été fournis.

Ces documents ont été complétés ultérieurement par une série, mise à jour et plus détaillée, de 12 rapports techniques préparés par les scientifiques du CEA (de nouveau en français et en anglais). Ces documents, référencés ici comme Documents DIRCEN/CEA^{¶¶} n°1 à 12, ont été intensivement utilisés par la Commission et sont disponibles à la Documentation Française (voir la liste après les Références pour le détail).

Quoique la publication plus tardive que prévu de ces rapports ait été initialement une source de gêne pour les membres de la CGI, on peut estimer, rétrospectivement, qu'elle a eu un effet positif, en ceci que les membres ont été contraints de reconstruire une compréhension qui leur soit propre de la mécanique des explosions nucléaires souterraines et de leurs effets sur la stabilité et l'hydrologie des atolls. Ceci a fourni l'occasion d'une intelligence des phénomènes, formée de manière indépendante, plus profonde que ne l'aurait permis une approche qui aurait plutôt été fondée sur une revue critique des rapports du CEA quand ils eussent été disponibles.

Une information plus précise aurait permis des analyses plus détaillées dans plusieurs domaines. Les coordonnées précises des essais Nestor, Priam et Tydée, par exemple, auraient permis une meilleure compréhension des facteurs qui sont à l'origine des glissements sous-marins produits par ces essais. Pourquoi, par exemple, l'explosion Tydée

^{††} Une version en anglais des passages du Volume II qui se rapportent aux essais souterrains (les parties 4 à 9, plus annexes) a été mise à la disposition des groupes de travail de l'AIEA et de l'IGC par le DIRCEN/CEA. La publication d'une version complète officielle du Volume 2 est prévue par le CEA/DASE.

^{‡‡} La visite du Commandant Cousteau et les résultats concernant Mururoa constituent aussi une partie de la vidéo «Tahiti, L'eau de feu» disponible à : Equipe Cousteau, 7, rue Amiral d'Estaing, 75016 Paris (tél. 33 1 53 67 77 77 ; fax 33 1 53 67 77 71).

^{¶¶} DIRCEN (Direction des Centres d'Expérimentation Nucléaire) est une direction de l'armée française qui est en charge, avec le CEA/DAM, des sites d'essais.

a-t-elle provoqué un glissement situé à 2 km (approximativement) à l'ouest de l'explosion, plutôt que sur la pente la plus proche, comme on aurait pu l'attendre ? Peut-on dire que les glissements associés à Nestor et Priam étaient de ce dernier type, plus classique, et que Tydéé est une anomalie, à relier peut-être à des variations locales dans la nature des pentes sous-marines ?

Dans le même esprit, les scientifiques du CEA ont mesuré les variations de la température avec la profondeur dans les puits où étaient placés les engins, sinon systématiquement, en tout cas avant un grand nombre d'essais ; mais ces données n'ont pu être mises à la disposition de la CGI parce que, de nouveau, cette information aurait pu permettre d'identifier les localisations individuelles des essais, que le CEA ne souhaitait pas révéler. Ces données auraient permis à la CGI de développer une simulation tri-dimensionnelle plus précise de l'hydrologie de Mururoa. Finalement, après que les simulations de la CGI furent achevées, des données ont été fournies sous la forme des contours de température minimale (voir Figure 6.12). La confrontation avec les données est d'ailleurs considérée comme très bonne, eu égard à l'information disponible au moment où la simulation a été effectuée.

Il faut aussi reconnaître que, même si les coordonnées précises de chaque essai avaient été rendues accessibles à la CGI, une incertitude significative serait demeurée quant aux caractéristiques géomécaniques de la roche au voisinage d'un essai - conséquence de l'hétérogénéité inhérente aux propriétés mécaniques d'un massif rocheux tel que celui constitué par les roches volcaniques des atolls.

Le CEA doit avoir eu des indications sur ces variations, à la suite des observations effectuées pendant le forage des puits destinés aux engins. L'essai Lycos par exemple, conduit sous le lagon à Fangataufa, le 27 novembre 1989, était conçu pour avoir au-dessus de la cheminée produite par l'explosion une couverture nominale de roches volcaniques intactes de 140 mètres d'épaisseur. Des relâchements de tritium provenant de cet essai ont été détectés dans les carbonates peu après l'explosion (Document DIR-CEN/CEA n°9). Ceci indique que la perméabilité de la couverture (et donc aussi, la vitesse de l'eau souterraine) étaient considérablement plus élevées qu'on ne l'aurait attendu pour des roches volcaniques intactes.

Les scientifiques du CEA ont indiqué qu'ils ont rencontré des difficultés en forant le puits destiné au tir Lycos, en raison de la qualité médiocre du massif volcanique au-dessus de la région de la (future) cheminée. On pense que la zone annulaire autour du trou a pu être significativement endommagée par le forage, conduisant à la formation d'une « zone de roche perturbée » (DRZ)^{§§} dans cet annulaire. De ce fait, même si la perméabilité du remplissage en béton du trou était faible, cet annulaire pourrait avoir

^{§§} Le développement d'une zone de roche perturbée (« disturbed rock zone », ou DRZ) autour des excavations souterraines est un phénomène bien connu qui constitue un sujet de préoccupation dans le cas du scellement des enfouissements de déchets nucléaires souterrains.

eu une conductivité hydrologique suffisamment élevée pour permettre un relâchement précoce de tritium.

Les scientifiques du CEA considèrent que la plupart des cas de relâchement précoce de tritium sont associés aux essais CRTV (Cheminée Rejoignant le Toit du massif Volcanique). Comme indiqué dans l'Annexe C et sur le Tableau C.1 (réalisés pour l'étude de l'AIEA sur le relâchement des radionucléides), aucun relâchement n'a été détecté à ce jour pour 121 des 147 essais souterrains. Ceci suggère que les couvertures surmontant les cheminées produites par ces essais sont restées suffisamment intactes et fournissent des barrières substantielles à l'écoulement de l'eau souterraine et au transport des radionucléides contenus dans la cheminée.

Remarque finale à propos des conclusions

Dans le présent rapport, les bases scientifiques des conclusions de la CGI sont exposées de manière suffisamment détaillée pour permettre à d'autres experts de comprendre comment la Commission a tiré ses conclusions. On croit que, malgré les limitations d'accès à certaines données, la Commission a eu les moyens de parvenir à une bonne compréhension, du point de vue de leurs conséquences sur la stabilité et l'hydrologie, des essais souterrains ; et que les conclusions qui en ont été tirées sont bien fondées et robustes.

L'occasion d'une discussion ouverte du rapport de la CGI sera offerte lors de la tenue du 9ème Congrès International de Mécanique des Roches, organisé par la SIMR, qui se déroulera du 25 au 28 août 1999 à Paris. Tous les collègues intéressés sont invités à participer à cette discussion. Les membres de l'IGC prépareront et soumettront également des articles basés sur la présente étude pour publication dans des revues scientifiques internationales à Comité de Lecture. Des précisions sur la session consacrée aux essais nucléaires souterrains seront annoncées en 1999 par la SIMR***.

*** Pour toute précision, contacter : Congrès SIMR, c/o G. Vouille, Ecole des Mines de Paris, 35, rue Saint-Honoré, F-77305 Fontainebleau, France (téléphone : +33-1-64.69.48.97 / fax : +33-1-64.69.47.11 / e-mail : congres-paris.99@cges.ensm.fr / internet : www.ensmp.fr/ISRM99.

REMERCIEMENTS

Ce rapport marque la conclusion de ce qui fut, officiellement, une étude d'un an et demi, dont le contenu avait été défini par un contrat passé entre le Gouvernement français et l'Université du Minnesota. En fait il a fallu près de trois années pour que cette étude soit menée à son terme par la Commission Géomécanique Internationale (CGI), un groupe international indépendant d'experts réuni spécifiquement pour cette étude.

Ce retard ne résulte pas d'un intérêt insuffisamment soutenu pour le sujet. Au contraire, ce retard est fondamentalement une conséquence de la détermination de la CGI à établir des fondations scientifiques et techniques solides sur lesquelles sont basées son examen des conséquences des essais nucléaires souterrains sur la stabilité et l'hydrologie de Mururoa et Fangataufa. Il a été nécessaire d'entreprendre des analyses fondamentales concernant une large variété de sujets, afin d'être en position d'effectuer une évaluation indépendante de l'information et des données fournies par les autorités du CEA (Commissariat à l'Energie Atomique). On peut se faire une idée de cette tâche en examinant les sujets couverts par les annexes du rapport. Dans beaucoup de cas, ces annexes ne contiennent qu'un résumé d'analyses dont le développement a souvent exigé des efforts considérables.

Cela a été un privilège, et une expérience unique, que de travailler avec les collègues de la CGI et les deux groupes principaux de consultants - Itasca Consulting Group, Inc., de Minneapolis, USA, pour les études de stabilité et le support administratif ; et l'Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne (EPFL), en Suisse, pour les études hydrologiques et les illustrations réalisées par ordinateur. Le professeur E. Detournay a dirigé et coordonné les études de stabilité ; le docteur L. Townley et le professeur G. de Marsily ont dirigé et coordonné les études hydrologiques.

Les consultants Branko Damjanac et Peter Cundall, d'Itasca, et Pierre Perrochet et Laurent Tacher, de l'EPFL, ont assisté à toutes les réunions de la CGI (à l'exception de la première réunion plénière de juillet 1996) et apporté des contributions inestimables, en plus d'avoir préparé des parties majeures des analyses et des résultats contenus dans ce rapport. De la même manière le professeur Pierre Bérest de l'Ecole Polytechnique à Palaiseau, France, liaison technique entre la CGI et les autorités françaises, a apporté un concours précieux.

Les membres de la CGI n'avaient pas travaillé ensemble auparavant en tant que groupe, mais un climat de travail extrêmement productif s'est rapidement mis en place. Le croisement des disciplines et le désir d'appréhender tout à la fois les principes sous-jacents aux idées présentées et les implications spécifiques à l'étude conduisirent à des échanges enrichissants et stimulants, améliorèrent la compréhension des sujets abordés et produisirent finalement un rapport mieux étayé.

Les visites de Mururoa et Fangataufa, et des installations géophysiques du CEA à Tahiti, en juillet 1996, constituèrent un moment essentiel de l'étude de la CGI; elles permirent d'apprécier et de comprendre certains traits du programme d'expérimentation nucléaire sur les atolls, et furent à cet égard irremplaçables. Des personnels scientifiques et techniques de haut niveau du DIRCEN/CEA (voir les notes de bas de page dans la Préface) accompagnèrent à cette occasion les membres de la CGI, en fournissant des commentaires, présentant des exposés et répondant aux questions tout au long des visites. Les caméras et enregistrements vidéos étaient autorisés sans restriction. L'auteur de ces lignes a visité de nouveau les atolls en décembre 1966 en tant que membre d'un groupe d'étude de l'Agence Internationale pour l'Energie Atomique (AIEA), et eut ainsi l'occasion de réexaminer des zones qui présentaient un intérêt particulier du point de vue de la stabilité de l'atoll. Ces échanges complétèrent de manière appréciable l'information contenue dans les rapports et documents DIRCEN/CEA, comme l'ont aussi permis plusieurs discussions techniques entre l'équipe DIRCEN/CEA et la CGI (voir la Présentation d'Ensemble). Les efforts considérables consentis par l'équipe DIRCEN/CEA pour rendre ces visites utiles et agréables ont été très appréciés.

Des collègues de membres individuels de la CGI ont apporté des contributions techniques importantes à l'étude. En particulier le docteur Carlos Carranza-Torres, précédemment membre de l'Université du Minnesota, a conduit les analyses et simulations par ordinateur des annexes H.1 et I, et a préparé les illustrations. Egalement membres de l'Université du Minnesota, le docteur Igor Iankovic et Philippe Le Grand ont entrepris les analyses et simulations par ordinateur de l'annexe E, et Madame Haiying Huang a conduit les analyses tridimensionnelles discutées au chapitre 5.4 (Figures 5.12 à 5.14). Le Docteur Anthony Smith de la Division of Land and Water du CSIRO a réalisé plusieurs simulations numériques au moyen du logiciel AQUIFEM-P pour l'annexe relative à l'analyse de l'écoulement périodique de l'eau souterraine. Le Professeur P.A. Persson de l'Institute of Science and Mining Technology du Nouveau Mexique nous a fourni l'information sur l'énergie des explosifs TNT qui a été utilisée pour une note de bas de page de la Présentation d'Ensemble.

L'Université Paris VI, l'Ecole des Mines de Paris et l'Ecole polytechnique ont aimablement mis des moyens à la disposition de la CGI pour l'organisation de plusieurs réunions.

Le docteur Elena Luquet de l'Institut de Physique de la Terre de Moscou a aidé le professeur Nikolaevskiy à l'occasion de la préparation de documents destinés à la CGI.

De nombreuses personnes ayant connaissance d'aspects divers du programme d'essais nucléaires américain ont aussi fourni une information appréciée. Le docteur Charles Archambeau (TRAC, Inc., Denver, Colorado), un sismologiste éminent, a fourni une information de base extrêmement utile et des suggestions constructives lors des premières étapes de l'étude de la CGI ; Norman R. Burkhard, du Lawrence Livermore National Laboratory, à Livermore en Californie, a mis à notre disposition un ensemble non-classifié de Comptes Rendus (Proceedings) des Symposia on Containment of Underground Nuclear Explosions ; les docteurs John T. Cherry (Président de Science Horizons, Inc., Missouri) et Theodore R. Butkovich (maintenant en retraite), qui jouèrent un rôle de pionniers dans les premiers efforts de modélisation analytique et numérique des explosions souterraines, ont fourni des commentaires précieux au cours des études initiales de la CGI, à l'occasion d'entrevues avec le professeur Nikolaevskiy ; le docteur Edward W. Peterson (S-cubed, à San Diego en Californie) a fourni des aperçus extrêmement utiles sur les mécanismes d'expansion des cavités mais aussi sur l'endommagement de champ proche (voir annexe D).

Les textes provisoires de certaines sections du rapport de la CGI ont été adressés pour relecture extérieure à des experts internationaux réputés. Le docteur B. H. G. Brady, professeur de géomécanique et Doyen de la faculté d'ingénierie de l'Université d'Australie Occidentale à Perth, et le docteur Shunsuke Sakurai, professeur de génie civil à l'université de Kobé au Japon, et président actuel de la Société Internationale de Mécanique des Roches, ont tous deux fourni des commentaires précieux et indépendants sur les sections du rapport relatives à la stabilité (les chapitres 3 à 5).

Des collègues engagés dans les études techniques conduites par l'AIEA, en particulier Rober Fry (Directeur technique, étude IAC, à Vienne, Autriche), Des Levins (ANSTO à Sydney, Australie), Lars Eric de Geer (Ministère suédois de la Défense à Stockholm, Suède), Eberhardt Mittelstaedt (Agence fédérale maritime et hydrographique, à Hambourg, Allemagne) et les collègues du Groupe de travail 4 de l'AIEA, J. Hadermann (Institut Paul Sherrer à Villigen en Suisse), H. Nitsche (Institut de radiochimie, Dresde, Allemagne), A.S. Sastratenaya (Agence nationale de l'énergie atomique, Djakarta, Indonésie) et G. Warnecke (AIEA à Vienne, Autriche) ont fait part de nombreuses questions et remarques qui ont conduit à des modifications et des compléments au rapport de la CGI.

Des échanges avec des responsables administratifs et techniques du Commissariat à l'énergie Atomique (CEA) et de la Direction des centres d'expérimentations nucléaires (DIRCEN) - Le général M. Boileau, les colonels P. Delcourt et G. Corion et Madame T. Delpech ; MM. Alain Barthoux, Jacques Bouchard, Jacques Bouchez, Yves Caristan, Christophe Guy et Jean François Sornein - ont été indispensables tout au long de l'étude de la CGI. En toute circonstance, les membres de la CGI ont été reçus avec une courtoisie et un sens de l'hospitalité exceptionnels, malgré la réserve et l'équilibre parfois délicat qu'appelaient la nécessité d'éviter de révéler certaines informations considérées

comme confidentielles, et la nécessité de s'abstenir à certains moments de commentaires pour respecter l'indépendance des conclusions de la CGI. Les relations particulièrement étroites entretenues avec le docteur Caristan et ses collaborateurs, J. Bouchez et J.F. Sornein, ont permis à la CGI de se faire une très haute idée non seulement de leurs compétences professionnelles, mais aussi de leur sens de la diplomatie.

Steve L. Crouch, doyen associé, a assuré le suivi du projet au nom de l'Université du Minnesota ; sa diligence a permis de résoudre rapidement divers problèmes administratifs.

Plusieurs des membres de la CGI ont accueilli des réunions de la Commission, qui ont constitué des événements privilégiés et mémorables. Anthony et Emma Pearson ont organisé la réunion de Cambridge, G.B. ; Ghislain et Gunilla de Marsily ont organisé la réunion en Provence, en France ; Kathy Sikora et ses collègues d'Itasca ont coordonné la réunion de Lewis dans le Wisconsin aux USA.

Le professeur Bérest, aidé de B. Brouard de l'Ecole polytechnique, ont pris en charge la tâche formidable de traduire et assembler les éléments qui constituent le Volume III. Ce travail a été soigneusement examiné et validé par les membres de la CGI, et fait partie intégrante du rapport de la CGI. Nous mesurons notre dette vis-à-vis de MM. Bérest et Brouard pour les efforts considérables qu'ils ont proposé de prendre en charge, et qui rendent notre rapport facilement accessible à un plus grand nombre de lecteurs.

Kathy Sikora a assuré la coordination administrative de l'étude de la CGI, l'organisation de toutes les réunions, la préparation et la distribution des documents, la communication avec les membres et une multitude d'autres tâches, parmi lesquelles le fantastique défi constitué par l'intégration de tous les éléments nécessaires pour produire le présent rapport - un tour de force qui mérite l'admiration. Chad Sylvain, d'Itasca, a transcrit et assuré la présentation des fichiers graphiques, fournis sous des formats très variés par les membres de la Commission, les consultants et le DIRCEN/CEA ; on lui doit les remarquables illustrations contenues dans le rapport.

Donna Ahrens, rédacteur scientifique indépendant, a supervisé l'intégration éditoriale du rapport, la conception de la couverture, la préparation du glossaire et l'ensemble des tâches associées à la responsabilité de l'édition.

Ma femme Margaret m'a aidé de bien des manières, dont la moindre n'a pas été d'accepter les nombreux week-ends et nuits tardives (bien plus nombreuses que prévu) consacrés à l'achèvement du rapport, à sa frappe et à la relecture de plusieurs sections du texte final.

A tous, et à beaucoup d'autres, nous adressons nos remerciements et notre gratitude, et formulons l'espoir que le résultat soit à la hauteur des efforts qu'ils ont consentis.

Charles Fairhurst
Minneapolis

TABLE DES MATIÈRES

1	Conséquences des essais nucléaires souterrains à Mururuoa et Fangataufa	1
1.1	Introduction	1
1.2	Information dont la Commission a disposé	8
1.3	Structure et géologie des atolls	11
1.4	Eléments d'hydrologie des atolls	15
1.5	Effets mécaniques d'un tir expérimental	17
1.6	Conséquences hydrologiques des explosions nucléaires	25
1.7	Historique des essais - Un commentaire	26
1.8	Questions principales	31
1.8.1	Dommages mécaniques locaux et stabilité à long terme du massif rocheux	31
1.8.2	Affaissement de la surface	33
1.8.3	Instabilités des pentes	34
1.8.4	Accroissement des phénomènes convectifs et conséquences pour le transport des substances radioactives de l'emplacement des tirs vers la biosphère	37
1.9	Résumé des résultats, conclusions et recommandations	39
2	Présentation d'ensemble	43
2.1	Introduction	43
2.2	Formation des atolls	43
2.3	Mécanique d'une explosion nucléaire souterraine	50
2.4	Essais nucléaires sur les atolls	58
2.5	Conditions imposées à l'analyse par la géologie de l'atoll	73
2.5.1	Variabilité et incertitude géologiques ; leur influence sur les études de la CGI	73
2.5.2	Flux de chaleur et d'eau souterraine, transport de solutés	73
2.6	Affaissements	76
2.7	Stabilité des pentes	83
2.7.1	Stabilité des flancs des atolls	83
2.7.2	Géologie de la couronne de l'atoll	84

2.7.3	Calcul numérique de la stabilité des pentes	85
2.7.4	Stabilité naturelle	85
2.7.5	Stabilité sous le chargement résultant d'une explosion	86
2.7.5.1	Pente nord-est de Mururoa	87
2.7.5.2	Pente nord-est de Fangataufa	89
2.7.6	Possibilités d'instabilités ultérieures à Mururoa et Fangataufa	89
2.8	Écoulement naturel de l'eau souterraine dans un atoll	90
2.8.1	Écoulement de l'eau dans les carbonates	91
2.8.2	Perméabilité du massif volcanique	91
2.8.3	Vitesses de Darcy	92
2.8.4	Vitesses de l'eau dans les pores	92
2.9	Effet des explosions nucléaires sur la perméabilité du massif	92
2.9.1	Écoulement dans le voisinage d'un site d'essai après une explosion	93
2.9.2	Courts-circuits potentiels entre les cavités résultant des explosions et la biosphère (c'est-à-dire le lagon)	94
2.9.3	Sondages de prélèvement radiochimique post-tir	96
2.9.4	Puits où les engins sont placés	96
2.10	Effets des ruptures des pentes sur l'hydrologie de l'atoll	98
2.11	Influence des karsts sur l'écoulement dans les carbonates	98
2.12	Conséquences à long terme des essais sur l'hydrologie des atolls	99
2.13	Le cas de Fangataufa	100
2.14	Effet d'une glaciation mondiale sur l'hydrologie de l'atoll	100
2.15	Effets à longue distance des ondes sismiques produites par les explosions au CEP	101
2.16	Surveillance de la stabilité des atolls	103
2.16.1	Surveillance proposée pour la pente nord-est de Mururoa	105
2.16.2	Surveillance proposée à Fangataufa	108
A	Notices biographiques des membres de la CGI	111
	Références DIRCEN/CEA	115
	Bibliographie	119
	Glossaire	123

LISTE DES FIGURES

1.1	Composition de l'IGC et ses relations avec d'autres organisations impliquées dans les études sur les atolls	2
1.2	Dessin publié dans le <i>Auckland Evening Post</i>	6
1.3	Mururoa (a) vue aérienne - (b) perspective bathymétrique jusqu'à une profondeur de 2 km (les carbonates surmontent le massif volcanique) . .	13
1.4	Fangataufa (a) vue aérienne - (b) perspective bathymétrique jusqu'à une profondeur de 2,5 km (Les flancs de Fangataufa descendent plus abruptement que ceux de Mururoa ; les carbonates surmontent le massif volcanique)	14
1.5	Distribution des dépôts sédimentaires et des affleurements sous-marins sur les flancs de l'atoll de Mururoa (Guille et al. 1996, Figure 23)	15
1.6	Coupe schématique d'un atoll (d'après Perrochet et Tacher 1997a)	16
1.7	Étapes de la formation de la cavité et de son développement pendant une explosion nucléaire (Note : r_i est le rayon de la sphère vaporisée « instantanément » ; $r_c \approx 2$ mètres pour une explosion de 1 kt) ; étapes ultérieures de l'expansion de la cavité (jusqu'à sa taille finale) et endommagement associé du massif rocheux pendant une explosion nucléaire (Note : R_c est le rayon final de la cavité complètement développée. $R_c \approx 12$ mètres pour une explosion de 1 kt (peu profonde) dans les atolls ; à plus grande profondeur $R_c \approx 10$ mètres pour une explosion de 1 kt)	19
1.8	Zones d'endommagement présumées autour d'une cavité créée par une explosion nucléaire de 1 kt dans les basaltes à Mururoa et Fangataufa (les rayons de zones endommagées sont exprimés comme des multiples du rayon final R_c de la cavité, qui augmente proportionnellement à $Y^{1/3}$, où Y est l'énergie de l'explosion en kt) [modifié d'après Bouchez et Lecomte (1996) ; voir aussi Figure 3.7]	20

- 1.9 Zones d'affaissements de la surface produites par les essais souterrains le long de la couronne corallienne à Mururoa (basé sur les données d'affaissement 1996 du DIRCEN/CEA) [selon Guille *et al.* (1996), p.69 : « les coraux qui édifient les récifs prolifèrent à l'heure actuelle avec une vitesse remarquable » (de l'ordre de 1 cm d'épaisseur par an) dans les régions affaissées. De ce fait, les zones récifiennes qui sont aujourd'hui sous l'eau auront retrouvé une altitude positive au-dessus de l'océan d'ici quelques centaines d'années] 22
- 1.10 Photographie aérienne montrant des fractures en extension sous-marines, d'une largeur de l'ordre de 2 mètres, au voisinage de PK5N, section Irène (voir aussi Figure 5.6) ; une partie de la piste d'atterrissage, avec son mur protecteur, parallèle au bord du cliché, est visible dans la partie basse de la photographie ; cette région est à l'extérieur de la zone d'essais 1 [photo fournie par le DIRCEN/CEA] 24
- 1.11 Répartition des essais souterrains et de leurs énergies par zone d'essais à Mururoa (fournie par le DIRCEN/CEA), sur laquelle est superposée une distribution hypothétique des localisations des essais dans les zones d'essais (les contours bathymétriques figurés autour des atolls sont séparés par des intervalles de 250 mètres jusqu'à la profondeur de 2 km sous la surface) 27
- 1.12 Répartition des essais souterrains et de leurs énergies par zone d'essais à Fangataufa (fournie par le DIRCEN/CEA), sur laquelle est superposée une distribution hypothétique des localisations des essais dans les zones d'essais (les contours bathymétriques figurés autour des atolls sont séparés par des intervalles de 250 mètres jusqu'à la profondeur de 2 km sous la surface) 28
- 1.13 Vue aérienne de la partie ouest de la zone d'essais 4 à Mururoa, prise en juillet 1996 (soit 16 ans après que les essais sur la couronne eurent cessé) ; la vue est prise de l'océan, en direction du lagon (remarquer que plusieurs sites d'essais et des zones affaissées à l'extrémité ouest de la zone d'essais 4 sont maintenant sous la mer ; voir aussi Figure 2.23) . . 29
- 1.14 Vue aérienne montrant le région sous-marine de Mururoa qui a été affectée par l'effondrement consécutif à Tydée (la localisation présumée du tir Tydée et les limites de la zone effondrée ont été ajoutées par la CGI) [photographies fournies par le DIRCEN/CEA] 35
- 1.15 Résumé simplifié des dommages dus à une explosion supposée de 150 kt 36

2.1	Mururoa : (a) vue aérienne (b) vue bathymétrique (depuis le même point d'observation) jusqu'à une profondeur de 2,0 km (le massif volcanique -« volcanics/fg- est surmonté par les carbonates ; la perspective est orientée dans la direction sud-ouest (S 65° O, altitude 21° au-dessus de l'horizon) avec la zone d'essais 1 (voir Figure 2.17) au premier plan)	44
2.2	Fangataufa : (a) vue aérienne (b) vue bathymétrique (depuis le même point d'observation) jusqu'à une profondeur de 2,5 km (Les flancs descendent beaucoup plus brutalement à Fangataufa qu'à Mururoa ; le massif volcanique - « volcanics » - est surmonté par les carbonates ; la perspective est orientée vers l'ouest (N 68° W, altitude 27° au-dessus de l'horizon) avec la zone d'essais 1 sur la partie gauche du récif	45
2.3	Vue aérienne de Mehetia	46
2.4	Variations du niveau de l'océan au cours des 500.000 dernières années (en haut : Shackleton (1987), en bas : Lalou <i>et al.</i> (1988)	47
2.5	Distribution des dépôts sédimentaires et des affleurements sous-marins sur les flancs de l'atoll de Mururoa (Guille <i>et al.</i> 1996, Figure 23)	48
2.6	Lithologie schématique de Mururoa et Fangataufa (modifié d'après Buigues, 1997 ; voir aussi Figures 2.5-2.8), les épaisseurs verticales sont exagérées d'un facteur 10 environ (a) et d'un facteur 2 (b). (Les dessins avec les mêmes échelles verticales et horizontales sont trop « aplatis » pour permettre une interprétation.)	49
2.7	Répartition de l'énergie dégagée par une explosion pendant les premières phases d'expansion de la cavité (Notes : (i) l'estimation du rayon final de la cavité dans le massif volcanique, soit $R_c \approx 6 r_i$, résulte des calculs du Chapitre 3 ; (ii) cette répartition relative aux premières phases de l'expansion ne prend pas en compte une dissipation éventuelle de l'énergie. Si l'on excepte les faibles quantités produites d'énergie sismique et élastique (principalement relâchée lors du rebond de la cavité) toute l'énergie de l'explosion est en fait dissipée dans le voisinage de la cavité.)	51
2.8	Ondes de chocs et ondes plastiques	53
2.9	Étapes de la formation de la cavité et de son développement pendant une explosion nucléaire (Note : r_c est le rayon de la sphère vaporisée « instantanément » ; $r_c \approx 2$ mètres pour une explosion de 1 kt) ; étapes ultérieures de l'expansion de la cavité (jusqu'à sa taille finale) et endommagement associé du massif rocheux pendant une explosion nucléaire (Note : R_c est le rayon final de la cavité complètement développée. $R_c \approx 12$ mètres pour une explosion de 1 kt (peu profonde) dans les atolls ; à plus grande profondeur $R_c \approx 10$ mètres pour une explosion de 1 kt)	54

- 2.10 Zones d'endommagement présumées autour d'une cavité créée par une explosion nucléaire de 1 kt dans les basaltes à Mururoa et Fangataufa (les rayons de zones endommagées sont exprimés comme des multiples du rayon final R_c de la cavité, qui augmente proportionnellement à $Y^{1/3}$, où Y est l'énergie de l'explosion en kt) [modifié d'après Bouchez et Lecomte (1996) ; voir aussi Figure 3.7] 56
- 2.11 Vue aérienne montrant le région sous-marine de Mururoa qui a été affectée par l'effondrement consécutif à Tydée (la localisation présumée du tir Tydée et les limites de la zone effondrée ont été ajoutées par la CGI) [photographies fournies par le DIRCEN/CEA] 60
- 2.12 Vue aérienne montrant la région sous-marine de Mururoa affectée par les effondrements consécutif aux tirs Nestor (Mars 1977) et Priam (novembre 1978) (voir aussi Figure 5.1) [photographies originales fournies par le DIRCEN/CEA, limites de l'effondrement ajoutées par la CGI] . . 61
- 2.13 Photographie aérienne montrant les fractures en extension engendrées par la déformation de fluage continue qui a affecté la pente océanique de la couronne nord-est de Mururoa au voisinage de PK7-4N (zone Camélia), dans la zone d'essais 1 (voir la carte de Mururoa en Frontispice ; plusieurs fractures relativement étroites (10 à 20 cm), d'orientation E-N-E, sont visibles sur le rivage ; de plus grandes fractures, dont l'ouverture va probablement jusqu'à 2 mètres, peuvent être discernées sous plus grande profondeur d'eau) [photographie fournie par le DIRCEN/CEA] . 62
- 2.14 Photographie aérienne montrant des fractures en extension sous-marines, d'une largeur de l'ordre de 2 mètres, au voisinage de PK5N, section Irène (voir aussi Figure 5.6) ; une partie de la piste d'atterrissage, avec son mur protecteur, parallèle au bord du cliché, est visible dans la partie basse de la photographie ; cette région est à l'extérieur de la zone d'essais 1 [photo fournie par le DIRCEN/CEA] 63
- 2.15 Fractures en extension sous-marines d'une ouverture de l'ordre de 40 cm sur la couronne nord-est de Fangataufa au voisinage de Kilo-Frégate (aucun essai n'a été conduit sous la couronne ; les fractures ont été stimulées par les essais conduits dans le lagon de Fangataufa) 65
- 2.16 Illustration schématique de la cheminée (avec l'hypothèse $H_c = 5R_c$) formée par un essai hypothétique de 150 kt conduit sous la couronne dans la zone d'essais 4 (voir Document DIRCEN/CEA n° 7, Figure 16) et extension radiale de l'endommagement 66

- 2.17 Répartition des essais souterrains et leurs énergies par zone d'essais à Mururoa (fournie par le DIRCEN/CEA), sur laquelle est superposée une distribution hypothétique des localisations des essais dans les zones d'essais (les contours bathymétriques figurés autour des atolls sont séparés par des intervalles de 250 mètres jusqu'à la profondeur de 2 km sous la surface) 68
- 2.18 Répartition des essais souterrains et leurs énergies par zone d'essais à Fangataufa (fournie par le DIRCEN/CEA), sur laquelle est superposée une distribution hypothétique des localisations des essais dans les zones d'essais (les contours bathymétriques figurés autour des atolls sont séparés par des intervalles de 250 mètres jusqu'à la profondeur de 2 km sous la surface) 69
- 2.19 Distribution hypothétique des essais souterrains dans la zone d'essais 4 à Mururoa (les cercles pointillés, de rayon $5R_c$, indiquent l'étendue de la zone endommagée par fractures ; les cylindres en couleur indiquent la partie effondrée ; la hauteur de la cheminée est $H_c = 5R_c$; les couleurs indiquent respectivement des explosions petites (blanc, < 5 kt), intermédiaire (vert, < 20 kt), élevées (bleu, < 80 kt), et grandes (rouge, < 150 kt) ; la coupe est approximativement parallèle à la côte, vue du côté de l'océan (voir aussi Figure 1.17) 70
- 2.20 Répartition schématique des régions de perméabilité accrue ($R_p = 2, 5 R_c$; $H_c = 5 R_c$) associées aux essais souterrains de la zone d'essais 4 à Mururoa ; les couleurs indiquent les énergies (blanc=faible, < 5 kt ; vert=intermédiaires, < 20 kt ; bleu=élevée, < 80 kt ; et rouge=forte, < 150 kt) des explosions 71
- 2.21 Répartition schématique des régions de perméabilité accrue ($R_p = 2, 5 R_c$; cheminée $H_c = 5 R_c$) associées aux essais souterrains de la zone d'essais 1 à Mururoa (le blanc indique une faible énergie (< 5 kt) ; tous les essais dans la zone d'essais 1 avaient une énergie inférieure à 10 kt ; voir Figure 2.17) 72
- 2.22 Vue aérienne de la partie ouest de la zone d'essais 4 à Mururoa, prise en juillet 1996 (soit 16 ans après que les essais sur la couronne eurent cessé) ; la vue est prise de l'océan, en direction du lagon (remarquer que plusieurs sites d'essais et des zones affaissées à l'extrémité ouest de la zone d'essais 4 sont maintenant sous la mer ; voir aussi Figure 2.23) . . . 77

2.23	Zones d'affaissements de la surface produites par les essais souterrains le long de la couronne corallienne à Mururoa (basé sur les données d'affaissement 1996 du DIRCEN/CEA) [selon Guille <i>et al.</i> (1996), p.69 : « les coraux qui édifient les récifs prolifèrent à l'heure actuelle avec une vitesse remarquable » (de l'ordre de 1 cm d'épaisseur par an) dans les régions affaissées. De ce fait, les zones récifiennes qui sont aujourd'hui sous l'eau auront retrouvé une altitude positive au-dessus de l'océan d'ici quelques centaines d'années]	78
2.24	Comparaison entre la subsidence qui survient sur le Nevada Test Site (NTS) et les affaissements produits par les essais au CEP (d'après Bouchez et Lecomte, 1996, p.77)	79
2.25	Déformations de la surface du sol, et déformations associées des pentes côté océan et côté lagon, engendrées par un mécanisme de distorsion à volume constant pour différentes intensités de l'explosion (pour des profondeurs de tir respectant la similitude; voir Chapitre 4.5, Figure 4.10)	81
2.26	Courbes contraintes-déformations « complètes » typique (a) et idéalisée (b) pour des roches manifestant un comportement radoucissant. DD' représente la déformation (étalée dans le temps) qui apparaît entre les deux essais	82
2.27	Déformations calculées des pentes océaniques dans la zone nord-est de Mururoa, dans les cas d'un chargement statique et d'un chargement dynamique : (a) déformation statique sous chargement hydrostatique et par les forces de gravité (contours des déformations plastiques de distorsion pour un modèle radoucissant et un facteur de sécurité de 2,0; voir Figure 5.21); (b) déformation après chargement dynamique (contours des déformations plastiques de distorsion pour un modèle radoucissant après une explosion de 10 kt à une profondeur de 650 mètres; voir Figure 5.23); et (c) modèle géotechnique sur lequel on a porté la surface de glissement potentielle (Document DIRCEN/CEA n° 7; voir Figure 5.12). Note : la surface de glissement potentielle a été déduite de calculs effectués par le DIRCEN/CEA	88
2.28	Coupe schématique d'un atoll (d'après Perrochet et Tacher, 1997a) . . .	91

- 2.29 Panache thermique engendré par une explosion hypothétique de 150 kt tirée sous la couronne, sans couverture volcanique au-dessus de la cheminée créée par l'explosion, 1 an et 50 ans après l'essai (a) en supposant qu'il n'y a pas de couche karstique à la base des carbonates et (b) en supposant l'existence d'une couche karstique à la base des carbonates [Note sur la similitude : la température du fluide dans la cheminée est indépendante de l'énergie de l'explosion, Y (et donc de la taille de la cavité)]. La largeur du panache initial (c'est-à-dire le diamètre de la cheminée) est proportionnel à $Y^{1/3}$. La vitesse de décroissance des effets thermiques est approximativement proportionnelle à $Y^{2/3}$ (c'est-à-dire que la distribution de températures dans le voisinage du panache après 1 an, pour une explosion de 150 kt, serait analogue à la distribution relative à une explosion de 10 kt après un laps de temps égal à $1 \text{ an}/(15)^{2/3}=2 \text{ mois}$) 95
- 2.30 Au-dessus : plaques lithosphériques principales, dorsales océaniques, et zones de subduction sur le contour de l'Océan Pacifique. En-dessous : détail du diagramme ci-dessus, montrant l'alignement des chapelets d'îles, les zones de fracture, et les points chauds, identifiés ou inférés, autour de Mururoa et Fangataufa (Guille *et al.* 1996) 102
- 2.31 Système de surveillance dans la zone nord-est de la couronne de Mururoa ; vue en plan (d'après Document DIRCEN/CEA n° 7) 106
- 2.32 Système de surveillance dans la zone nord-est de la couronne de Mururoa : vue en coupe (d'après Document DIRCEN/CEA n° 7) 108

LISTE DES TABLEAUX

1.1	Membres des deux sous-groupes de la CGI.	4
1.2	Problèmes principaux.	5
1.3	Qualité des données disponibles pour la modélisation et l'analyse	10
2.1	Techniques utilisées pour surveiller l'évolution géomécanique normale (attendue) des atolls	107
2.2	Actions possibles et mesures complémentaires en cas d'évolution inat- tendue	107

RÉSULTATS, CONCLUSIONS ET RECOMMANDATIONS

Le présent rapport expose les résultats d'une étude de trois ans consacrée aux effets des expérimentations nucléaires souterraines sur la stabilité mécanique et le fonctionnement hydrogéologique des atolls de Mururoa et Fangataufa, en Polynésie française. Cette étude a été conduite par la Commission Géomécanique Internationale (CGI), groupe indépendant d'experts constitué spécialement à cet effet.

La CGI s'est d'abord efforcée de comprendre, au moyen de modélisations, les phénomènes fondamentaux à l'œuvre lors d'un tir nucléaire souterrain et la manière dont ils peuvent modifier la situation préexistante. Cette étape a servi de base à l'évaluation des informations relatives aux problèmes de stabilité et d'hydrogéologie fournies par le Commissariat à l'Énergie Atomique (CEA). Les résultats, conclusions et recommandations principales sont résumés ci-dessous.

Résultats et conclusions

Les commentaires ci-après se rapportent aux effets structurels et hydrogéologiques sur les atolls provoqués par les 137 essais nucléaires souterrains et 3 essais de sûreté « nucléaires » de Mururoa^{†††}, et par les 10 essais nucléaires souterrains de Fangataufa, conduits entre 1975 et 1996.

Résultats généraux

1° Le volume de roche volcanique endommagée par les essais nucléaires souterrains à Mururoa et Fangataufa représente environ, dans chacun des atolls, 5% du volume total de l'intervalle compris entre les profondeurs de 500 mètres et 1500 mètres, intervalle à l'intérieur duquel sont contenus les dommages portés aux roches volcaniques par les explosions (voir l'annexe H). Aucun dommage n'a affecté les roches volcaniques au-delà d'une profondeur de 1500 mètres.

De plus, les premiers essais (1975-1980) conduits dans le massif volcanique sous la couronne corallienne à Mururoa ont eu pour conséquence dans les 150 à 200 premiers mètres de roches carbonatées sous la surface du sol, directement à

^{†††}Trois des dix essais de sûreté souterrains conduits à Mururoa ont eu pour résultat une petite explosion souterraine (voir annexe C, Tableau C4, Catégorie 3).

l'aplomb des essais, des déformations et des fracturations produites par les explosions. Des affaissements de la surface du sol atteignant jusqu'à 2 mètres et plus ont accompagné ces déformations (voir Figure 1.23). Le volume affecté représente environ 3% de l'épaisseur totale des carbonates de l'atoll, qui est de 500 mètres (voir annexe H).

- 2° Comme discuté ci-dessous, certains dommages portés à la couronne sud-ouest de Mururoa ont eu pour conséquence des glissements de terrain sous-marins, contemporains des explosions de 1977-1979. La couronne nord-est est affectée d'une déformation de fluage ininterrompue depuis près de deux décennies.

Certaines zones d'essais ont été plus largement affectées que d'autres (voir annexe H pour l'analyse détaillée), mais les programmes d'essais souterrains n'ont pas affecté de manière significative les régions des atolls extérieures à ces zones d'essais. À l'exception de la région nord-est de Mururoa, qui est le siège d'une déformation de fluage, toutes les parties de Mururoa et Fangataufa sont maintenant mécaniquement stables et il n'y a pas eu de modification, à l'échelle de l'atoll, que ce soit à court ou à long terme*, de la stabilité mécanique globale de Mururoa et de Fangataufa.

- 3° Les principales conséquences visibles des tirs souterrains sont : (a) des glissements de pentes sous-marines, (b) des fractures ouvertes observables à la surface du sol, et (c) des affaissements de surface. (Tous ces dégâts font partie du volume endommagé estimé plus haut).

- 4° Au moins 95% de l'énergie relâchée dans le sous-sol par l'explosion nucléaire est dissipée dans une zone délimitée par un rayon de 500 mètres (ou moins) autour de la source de l'explosion et 90% au moins de cette énergie est dissipée dans une zone délimitée par un rayon de 250 mètres (ou moins). La roche au-dessus du point d'explosion s'effondre sur une hauteur de l'ordre de 450 mètres et un rayon de l'ordre de 55 mètres (ou moins, suivant l'énergie de l'explosion), de sorte qu'une « cheminée » remplie de remblais entoure chaque point d'explosion (voir Présentation d'Ensemble).

Les fractures de surface sont en général associées à des glissements latéraux des pentes sous l'océan. Ces effets n'affectent que les carbonates. Il n'y a aucune raison de penser que des glissements de pente ou des affaissements soient survenus dans le massif volcanique sous-jacent. Les carbonates dans la couronne sud-ouest de Mururoa d'une part, dans la couronne nord-ouest de Mururoa et Fangataufa d'autre part, présentent des différences géologiques qui modifient substantielle-

*Le « court terme », ici, inclut la période qui va du début des essais jusqu'à 500 ans environ après la fin des essais. Le « long terme » implique la période allant de 500 ans à 10 000 ans, ou plus, après la fin des essais.

ment la nature des instabilités des pentes. (voir Présentation d'Ensemble, Section 1.7).

- 5° Il n'y a pas d'impact significatif sur le comportement hydrogéologique à long terme (500 ans et au-delà) des deux atolls provoqué par les tirs ou les essais (les estimations des modifications à long terme du débit total naturel de l'eau souterraine ne sont jamais supérieures à 1% ; voir Chapitre 7, Section 7.5).
- 6° L'accroissement de température au voisinage de chaque point de tir provoque une augmentation locale de la composante ascensionnelle de la vitesse de l'eau souterraine dans le massif volcanique sus-jacent. Cet accroissement diminue à peu près comme une exponentielle du temps en même temps que la chaleur de l'explosion diffuse dans le massif ; la vitesse ascensionnelle de Darcy dans le massif volcanique augmente, depuis la valeur de 8 mm par an avant le tir jusqu'à des valeurs variant de 0,1 à 1,3 m par an, (suivant les hypothèses retenues dans le modèle), après une période courte (un an après l'essai) dans tous les cas où existe une couverture volcanique intacte suffisante au-dessus de la cheminée engendrée par l'explosion. Cette vitesse décroît pour atteindre à peu près la moitié de sa valeur maximale après 10 ans et se stabiliser à 3 cm par an après 500 ans. La vitesse de Darcy dans les carbonates, au-dessus du massif volcanique, n'est pas affectée significativement par les tirs. Dans le cas de tirs pour lesquels il n'y a pas de couverture, ou pour lesquels la couverture est endommagée, on doit multiplier par un facteur voisin de 50 les valeurs indiquées ci-dessus pour les vitesses dans le massif volcanique au-dessus de la cheminée résultant de l'explosion. Ainsi, dans le cas de ces tirs, les vitesses dans les carbonates passent de 2 m par an avant l'essai à des valeurs de l'ordre de 60 m par an après une année, puis décroissent jusqu'à 5 m par an après 500 ans.
- 7° En utilisant les résultats sur lesquels sont fondées les conclusions (5) ci-dessus, il est possible de prévoir le transfert de radionucléides depuis les cavités résultant de l'explosion vers l'environnement. La CGI a procédé à une estimation du relâchement de tritium dans les lagons des deux atolls qui est en bon accord avec les valeurs observées, et qui conforte donc les valeurs estimées des vitesses de l'eau dans le massif volcanique et les carbonates. Le relâchement de tritium a atteint son paroxysme à Mururoa aux environs de 1997 et connaîtra son paroxysme à Fangataufa aux environs de 2000 ; il décroîtra ultérieurement. Les concentrations concernées de tritium dans les lagons sont extrêmement faibles, et sans conséquences en termes radiologiques.
- 8° Le relâchement des autres nucléides vers l'environnement a été estimé par l'Agence Internationale de l'Énergie Atomique (AIEA, 1998b) à partir des vitesses de l'eau souterraine fournies par la CGI. L'AIEA a trouvé que les conséquences radiologiques de ces relâchements ne méritent pas d'être considérées.

- 9° Dans le futur très lointain (c'est-à-dire d'ici 20 000 à 60 000 ans), une nouvelle glaciation peut faire chuter le niveau de la mer de 100 à 150 mètres. Un aquifère d'eau douce apparaîtra alors dans le niveau calcaire des îles émergées. Ces couches carbonatées pourraient être contaminées par du plutonium, avec des risques potentiels pour la population des îles. L'AIEA (1998d) a évalué ces risques et a conclu qu'ils ne constituaient pas une préoccupation significative.

Questions spécifiques

Glissement des pentes

- 1° Un ou plusieurs glissements de pentes sous-marines peuvent survenir au sein des carbonates, dans la zone de la couronne nord-est de Mururoa (zone d'essais 1). Une déformation continue de la pente du côté océan a été observée dans cette zone depuis la fin des années 70 et pourrait conduire à un ou plusieurs grands effondrements de pente dans le futur. Le volume total de roches soumis à cette déformation est de 0,6 km³ environ, c'est-à-dire six fois le volume du glissement initial qui a résulté du tir Tydée en 1979.

Les mesures (effectuées par le CEA) ont clairement montré que les mouvements sont dus à des déformations localisées, de type fluage, qui affectent, à une profondeur de 500 m environ, une zone plus faible, plus fragile, de « calcaires crayeux » (voir Figure 5.9 et la discussion dans le Chapitre 5). Même s'il y a quelques indications que les vitesses de déformation diminuent actuellement, et pourraient même s'annuler, il n'en reste pas moins que les déformations accumulées dans les calcaires crayeux au cours des 20 dernières années, qui sont proches de 0,5%, peuvent avoir endommagé de manière significative les calcaires de sorte que l'éventualité d'une accélération de la déformation conduisant à une rupture ne peut être exclue.

- 2° On ne doit pas attendre dans la couronne sud-ouest de Mururoa de nouvelles instabilités de pente et/ou des effondrements majeurs consécutifs aux tirs. Les grandes ruptures sous-marines qui ont affecté cette zone (zone d'essais 4) sont survenues entre 1977 et 1979 et étaient directement liées, géographiquement et chronologiquement, à des tirs de grande puissance bien identifiés, tels que Nestor, Priam et Tydée. Le plus grand glissement de pente (volume estimé = 0,1 km³) était consécutif au tir Tydée. Cet effondrement a été suivi de quelques ruptures affectant des volumes plus petits. La surveillance microsismique effectuée dans cette région indique une absence d'activité significative dans les pentes depuis la période des essais.
- 3° Des effondrements de pente liés au processus naturel de construction des atolls par accumulation de coraux surviendront, comme il en est survenu dans le passé (à l'échelle géologique) ce dont témoignent les accumulations sous-marines profondes de sédiments, dans cette région du Pacifique comme dans d'autres.

Affaissements

- 1° La simulation par ordinateur des effets dynamiques des explosions souterraines, effectuée par la Commission, permet d'expliquer les affaissements de la surface du sol observés dans les carbonates au-dessus de la couronne nord-est (zone d'essais 1) et au sud-est (zones d'essais 2, 3, 4) de Mururoa (voir Figure 1.23).
- 2° Les calculs effectués par la CGI montrent que le mécanisme principal à l'origine de ces affaissements est une distorsion à volume quasi constant, plutôt que la compaction superficielle invoquée par le CEA. Ce mécanisme de distorsion conduit aussi à des déformations latérales significatives et à une fracturation des carbonates dans les pentes sous-marines peu profondes (environ jusqu'à 150 à 200 m de profondeur) du côté de l'océan. Une fracturation substantielle des pentes du récif carbonaté avait été notée au cours des observations sous-marines effectuées par la mission Cousteau (Une partie des fracturations observées par le Commandant Cousteau pourrait résulter de l'effondrement naturel des pentes). Des déformations de distorsion affectent également la couronne du côté du lagon (voir Volume II, Figure 1.25).
- 3° Les affaissements de surface décrits ci-dessus ne surviennent que dans les parties des zones d'essais sous la couronne où les profondeurs adimensionnelles des tirs (voir Chapitre 4 et annexe D, Figure D.1) étaient relativement faibles. Les analyses de la CGI indiquent que les affaissements du fond du lagon qui résultent des essais conduits sous le lagon sont vraisemblablement beaucoup plus faibles que les affaissements correspondants qui résultent des essais conduits sous la couronne.
- 4° Les calculs effectués par la CGI confirment les assertions du CEA quant au caractère exclusivement superficiel des affaissements observés en surface c'est-à-dire que ces derniers restent confinés dans la partie supérieure des carbonates et ne se prolongent pas jusqu'au massif volcanique ; il n'y a pas de communication directe entre les zones affaissées de surface et l'ensemble chambre/cheminée créé par l'explosion, au contraire de ce qui a été observé au Nevada Test Site aux États-Unis.
- 5° Des affaissements de 2 mètres et plus sont survenus dans les zones d'essais 1 et 4 de Mururoa. Certaines parties de la zone d'essais 4 sont maintenant immergées (voir Figure 1.22). Une activité de construction corallienne vigoureuse (une accumulation de l'ordre de plusieurs cm par an) a été observée dans ces zones, de sorte que les affaissements pourraient être effacés après une période de 100 à 300 ans. Cependant une croissance active importante du corail au-dessus du niveau de l'océan est improbable, de sorte que la restauration du récif corallien à son niveau antérieur au-dessus du niveau de l'océan ne paraît pas vraisemblable.

Confinement et relâchements

- 1° Les modèles de calcul par ordinateur indiquent l'existence d'une couverture volcanique intacte au-dessus et autour de la plupart des cavités résultant des essais, comme dans la zone d'essais 1 à Mururoa (voir Figure 1.17). D'ailleurs, les profondeurs auxquelles sont placées les charges dans les essais souterrains à Mururoa et Fangataufa sont beaucoup plus grandes que celles jugées nécessaires pour assurer le confinement des explosions souterraines au Nevada Test Site aux États-Unis. De ce fait on pense que tous les essais de Mururoa et Fangataufa sont restés confinés (voir annexe D).
- 2° Les ingénieurs du CEA indiquent que le sommet de la cheminée engendrée par l'explosion a atteint la limite supérieure du massif volcanique au cours de 12 essais (appelés essais CRTV) conduits sous la couronne de Mururoa durant la période 1976-1980 (voir Figure 1.17).
- 3° Quoiqu'un relâchement, dans le sens classique d'une émission directe de radionucléides gazeux à l'atmosphère, ne soit probablement pas survenu dans les atolls, il y a des preuves claires, selon les observations du CEA, d'un relâchement précoce (c'est-à-dire quelques années après l'explosion) de tritium, strontium et césium à la limite supérieure du massif volcanique en direction de la base des carbonates, dans le cas d'une quinzaine environ des 147 tirs souterrains conduits sur les deux atolls. Ceci indique clairement : (1) soit que la couverture volcanique a été significativement endommagée par l'explosion, comme c'est le cas pour les essais CRTV, (2) soit que l'intégrité et/ou la perméabilité initiale de la couverture volcanique au-dessus du point de tir (par exemple, dans le cas du tir Lycos à Fangataufa) étaient significativement différentes de ce qui était attendu. À la date d'aujourd'hui, seule une petite fraction de ces relâchements de radionucléides a atteint les lagons (voir annexe S).

Hydrologie

- 1° Le comportement hydrologique global naturel de Mururoa et Fangataufa est typique d'un atoll ; on peut considérer qu'il est bien compris. (Une grande partie de cette compréhension résulte des études conduites par le CEA).
- 2° Les essais nucléaires n'auront pour l'essentiel pas d'effet à long terme sur l'hydrologie des atolls.
- 3° Les hétérogénéités et variations locales considérables des propriétés des roches, qui affectent aussi bien les carbonates que le massif volcanique, n'ont qu'une influence locale limitée sur la forme de l'écoulement de l'eau. Les zones karstiques des carbonates ont un effet plus global (voir 4.).

- 4° L'hydrologie des carbonates est considérablement compliquée par l'existence, dans différents horizons, de nombreux niveaux karstiques de grande extension et très perméables. Ces couches transmettent les influences de la marée océanique jusqu'à l'intérieur des carbonates et engendrent un brassage intense au sein de toute la couche carbonatée.
- 5° La complexité de l'écoulement dans les carbonates introduit une difficulté dans l'analyse de l'écoulement de l'eau du massif volcanique vers les carbonates. L'examen des concentrations de tritium dans la partie inférieure des carbonates et des relâchements dans les lagons de Mururoa et Fangataufa suggère qu'un brassage considérable des eaux s'effectue dans les carbonates (voir annexe S).
- 6° Une ère de glaciation mondiale survenant dans quelques dizaines de milliers d'années conduirait au développement de lentilles importantes d'eau douce souterraine sur chacun des deux atolls ; elles rendraient possible l'alimentation en eau d'une population permanente. (voir Conclusions (8) dans les Résultats Généraux et Conclusions, ci-dessus).

Volcanisme

Il n'y a aucune possibilité de réactivation du volcanisme dans les atolls à la suite des essais souterrains. Les atolls sont des volcans éteints, qui ne sont plus reliés aux « points chauds » qui avaient constitué les sources de leur développement (voir Chapitre 2).

Risque sismique

L'amplitude de l'onde sismique produite par les essais nucléaires à Mururoa et Fangataufa est bien trop petite pour avoir une influence sur le risque d'occurrence d'un tremblement de terre dans d'autres régions de la surface terrestre (voir annexe C).

Observations et recommandations

Stabilité de l'atoll et surveillance

Mururoa

Le système d'instrumentation/surveillance à distance proposé dans le Document DIR-CEN/CEA n°12 (voir Présentation d'Ensemble), pour une observation continue au cours de la décennie à venir de la stabilité de la couronne nord-est de Mururoa, apparaît comme complet. Ce système de surveillance devrait permettre de prendre les dispositions adéquates permettant d'éviter tout risque sérieux résultant des effets d'un effondrement de pente dans la couronne nord-est.

La Commission recommande que le système actuel d'instruments de surveillance des déformations en place dans la région nord-est de Mururoa soit maintenu et contrôlé

pendant les vingt prochaines années ou jusqu'à l'effondrement des pentes, s'il survient pendant cette période. L'information alors disponible (dans 20 ans) devrait permettre d'évaluer de manière plus certaine la stabilité de la pente et la nécessité éventuelle de poursuivre la surveillance. Une accélération éventuelle de la vitesse de fluage fournirait largement à l'avance une mise en garde vis-à-vis d'un risque d'effondrement, qui permettrait de prendre les dispositions préventives de sécurité à Mururoa et sur les atolls voisins susceptibles d'être affectés par un petit tsunami. Des vagues de l'ordre de un à deux mètres, suivant le volume du glissement, pourraient se former, comme cela est arrivé lors du premier de la série des glissements de pente dans la zone d'essais n°4 de Mururoa.

On a observé que le fluage des calcaires crayeux dans la région nord-est de Mururoa était affecté par l'onde sismique résultant des explosions survenant à l'extérieur de la zone d'essais n°1 elle-même. Ceci s'applique aussi aux déformations de pente observées dans la couronne nord-est de Fangataufa.

Fangataufa

Bien qu'on ne dispose que de peu d'informations, hormis celles relatives à l'activité microsismique, quant aux déformations en cours dans la couronne nord-est de Fangataufa, le contexte géologique y paraît analogue à celui de la couronne nord-est de Mururoa.

Aucun essai n'a été conduit dans cette couronne, mais plusieurs tirs de forte puissance ont été effectués sous le lagon. Il est clair que des mécanismes de déformation de la couronne ont été activés par l'onde sismique engendrée par ces explosions. De larges (30 à 40 cm environ) fractures ouvertes, qui apparaissent comme l'élargissement et l'extension de fractures existantes, pour l'essentiel parallèles à la couronne, sont clairement visibles dans cette région.

Le volume de pente sous-marine soumis à une déformation active apparaît comme plus faible dans la région nord-est de la couronne de Fangataufa qu'à Mururoa et, selon ce que le CEA rapporte de la microsismicité locale, la masse rocheuse apparaît s'être stabilisée après les essais de 1992. Les essais de 1995-1996 n'ont pas réactivé ces déformations. Il semble prudent de tenter d'estimer le volume exact concerné, de poursuivre la surveillance de cette déformation et d'évaluer le risque d'un effondrement sous-marin significatif. La Commission recommande que le DIRCEN/CEA rende publiques des informations complémentaires sur le contexte qui lui a permis de conclure que la couronne nord-est de Fangataufa est stabilisée.

Aucune autre instabilité significative due aux expérimentations souterraines à Mururoa et Fangataufa n'est attendue par la CGI.

Le programme actuel de mesure du relâchement de radionucléides dans les carbonates inférieurs et dans les lagons de Mururoa et Fangataufa fournit des informations spé-

cifiques très intéressantes sur les processus hydrogéologiques à l'œuvre dans les atolls (voir annexes S et T). On recommande : (i) de poursuivre ces observations, (ii) de mener des études de modélisation analytique et numérique complémentaires pour mieux établir l'influence des horizons karstiques sur l'écoulement et les processus grâce auxquels a lieu un brassage à grande échelle des eaux qui circulent dans les carbonates.

Chapitre 1

CONSÉQUENCES DES ESSAIS NUCLÉAIRES SOUTERRAINS À MURURUOA ET FANGATAUFA

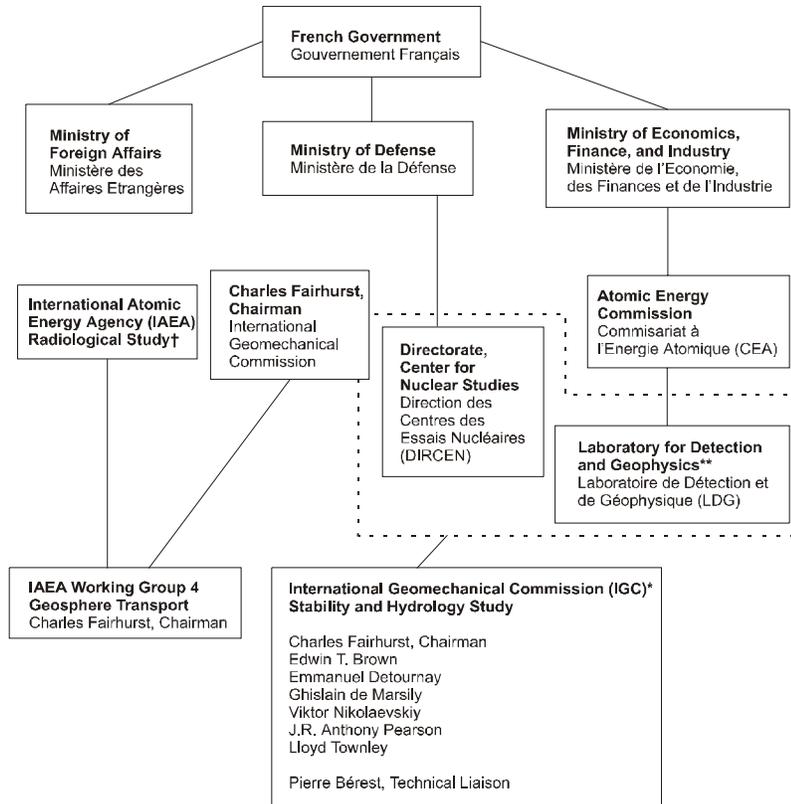
1.1 Introduction

La décision prise par la France, en 1995, de reprendre les essais souterrains d'armes nucléaires dans les atolls du Pacifique Sud de Mururoa et Fangataufa, a suscité dans le monde entier des protestations et des déclarations selon lesquelles les essais souterrains conduits de 1975 à 1990 avaient entraîné des dommages durables à la stabilité et à l'hydrogéologie des atolls, voire même des effets significatifs au-delà du voisinage immédiat des atolls.

En réponse à ces inquiétudes, le Président Chirac annonçait que deux Commissions composées d'experts indépendants seraient mises en place par la France avec la mission d'examiner, de ces divers points de vue, les conséquences réelles des essais.

Charles Fairhurst, Professeur à l'Université du Minnesota, USA, ancien Président de la Société Internationale de Mécanique des Roches, fut approché par le gouvernement français qui lui demanda de constituer une Commission Géomécanique Internationale (CGI). La mission de la CGI serait de conduire des investigations sur les conséquences des campagnes d'essais nucléaires souterrains entreprises par la France entre 1975 et 1996 à Mururoa et Fangataufa (désignés aussi comme Centre d'Essais du Pacifique, ou CEP), du point de vue de la stabilité et du régime hydrologique des deux atolls. L'Agence Internationale pour l'Énergie Atomique (AIEA) avait été sollicitée dans le même temps afin d'établir un rapport sur les conséquences radiologiques des essais. Du fait que les mouvements des substances radioactives sont directement reliés aux conséquences hydrologiques des essais, trois membres de la CGI ont également participé au groupe de travail de l'AIEA consacré au transport des radionucléides dans le massif rocheux. La composition de la CGI et les canaux par lesquels elle communique avec les autorités françaises (par l'intermédiaire de la DIRCEN, du CEA et du LDG) et avec la Commission mise en place par l'AIEA sont donnés sur la Figure 1.1. Une biographie succincte des membres de la CGI et de l'équipe de collaborateurs est donnée à l'annexe A du volume II.

La DIRCEN/CEA a fourni un ensemble de 12 documents (tous ces documents sont publics et désignés dans la suite comme documents n° 1, 2, etc...), qui synthétisent toute l'information provenant du CEA (voir la liste après le Chapitre I). Selon le docu-



†Results of the IAEA study have been published in a series of reports (*The radiological situation at the atolls of Mururoa and Fangataufa*), prepared by an International Advisory Committee, E. Gail de Planque, Chairman, International Atomic Energy Agency, Vienna, 1998.

**Since 1996, LDG has been a division of the Département d'Analyse et de Surveillance de l'Environnement (DASE) [Department of Analysis and Surveillance of the Environment]

*The IGC was in contact with DIRCEN (for logistical aspects) and with LDG (for scientific aspects)

FIG. 1.1 Composition de l'IGC et ses relations avec d'autres organisations impliquées dans les études sur les atolls

ment DIRCEN/CEA n° 6, la DIRCEN a réalisé au total 147 essais souterrains dans les deux atolls (y compris les essais souterrains dits de sûreté effectués dans les horizons carbonatés), essais qui ont dégagé une énergie totale de 3,2 mégatonnes (Mt), essentiellement à Mururoa (137 essais totalisant 2,4 Mt pour une moyenne de 20 kt par essai). À Fangataufa un plus petit nombre d'essais ont été réalisés, mais de plus grande puissance (10 essais totalisant 0,8 Mt pour une moyenne de 80 kt). Les tirs les plus puissants n'ont pas excédé 150 kt, et plus de la moitié des tirs ne dépassaient pas 10 kt. En comparaison, il faut noter que les explosions aériennes de Hiroshima et Nagasaki étaient d'une vingtaine de kilotonnes, et que des essais thermonucléaires d'une puissance de plusieurs Mt ont été effectués.

Les deux premières explosions souterraines au CEP ont eu lieu en 1975 à Fangataufa sous la partie émergée (la couronne ou platier) de l'atoll. C'est durant cette période que les douze essais CRTV (Cheminée Rejoignant le Toit du massif Volcanique) (voir Figure 1.11) ont été effectués dans les zones d'essais 1, 2 et 3 et qu'un glissement de pente par fluage fut observé pour la première fois dans la couronne nord-est de Mururoa.

De 1981 à 1986, toutes les explosions ont été réalisées à Mururoa, sous la couronne corallienne et sous le lagon. Depuis 1987, toutes les explosions ont été effectuées sous les lagons, tant à Mururoa qu'à Fangataufa. Ces précisions proviennent du document DIRCEN/CEA n° 6 ; le détail des dates des explosions figure dans l'annexe du document DIRCEN n° 2 et dans le Volume II, annexe C du rapport de la CGI. Une évaluation indépendante de la puissance des tirs, fondée sur les données sismiques enregistrées à grande distance, est présentée dans le Volume II, annexe C, du rapport de la CGI.

La CGI fut invitée à visiter les deux atolls, ce qu'elle fit en juillet 1996. Cette visite lui permit d'examiner l'état actuel des parties découvertes des atolls, et notamment de celles sous lesquelles ont été effectués de nombreux essais. Les membres de la Commission ont pu également voir les stations sismologiques et les autres installations de surveillance qui seront maintenues en service (dans le futur) par le LDG (devenu le DASE après 1996). La Commission a été informée de manière détaillée des travaux conduits par le CEA et le LDG en relation avec les essais ; ces travaux comprennent : les expériences conduites avant et après les différents essais pour caractériser l'état mécanique et les propriétés des roches et de l'environnement hydrogéologique ; et les modèles développés pour rendre compte des changements observés. Les documents DIRCEN-CEA ne laissent pas l'impression qu'une grande attention ait été portée aux problèmes géomécaniques pendant la première phase (avant 1980) du programme d'essais. On y trouve certes une description des effets mécaniques génériques des explosions (formation de la cavité et de la cheminée, endommagement du massif rocheux et déformations) mais il y a peu de données publiées sur l'étendue et la variabilité de tels effets, La Commission a tenu cinq réunions plénières. Deux sous-groupes de la CGI ont été formés, l'un consacré à la stabilité, l'autre à l'hydrogéologie ; chacun d'entre eux s'est réuni à diverses reprises et a profité du concours d'experts et consultants extérieurs. Le détail en est donné dans le Tableau 1.1 et dans la Préface.

TAB. 1.1 Membres des deux sous-groupes de la CGI.

Sous-groupe Stabilité		
Coordinateur	Emmanuel Detournay	
Membres	Edwin T. Brown Charles Fairhurst Victor Nikolaevskiy J.R. Anthony Pearson	
Liaison	Pierre Bérest	
Consultants	Peter Cundall Branko Damjanac Charles Archambeau	Itasca Consulting Group, Inc. Itasca Consulting Group, Inc. TRAC, Inc.
Sous-groupe Hydrologie		
Coordinateur	Lloyd Townley	
Membres	Charles Fairhurst Ghislain de Marsily J.R. Anthony Pearson	
Liaison	Pierre Bérest	
Consultants	Pierre Perrochet Laurent Tacher	École Polytechnique Fédérale de Lausanne (EPFL) École Polytechnique Fédérale de Lausanne (EPFL)

TAB. 1.2 Problèmes principaux.

-
- Doit-on attendre une poursuite significative de l'affaissement, ou *subsidence*, de parties émergées de l'atoll ?
 - Doit-on attendre que des glissements de terrains importants affectent les pentes extérieures de l'atoll ?
 - Des fractures majeures ont-elles été créées en profondeur dans les atolls - notamment, les fractures visibles en surface constituent-elles la trace d'un réseau qui s'étendrait en profondeur sous l'atoll ?
 - Y-a-t-il eu des changements de l'hydrogéologie naturelle de l'atoll, dont la convection d'origine thermique est un trait majeur, suffisamment importants pour accélérer significativement le transport des radionucléides de vie longue vers le lagon et l'océan ?
-

La CGI a pris en considération les préoccupations exprimées, avant et après les séries d'essais, par plusieurs experts, associations ou organisations nationales et internationales. Certains groupes d'experts avaient déjà remis leurs propres rapports après des visites sur les atolls (par exemple, Tazieff (1982) ; Goguel (1982), référencé dans la suite comme le rapport Tazieff ; MoFA (Nouvelle Zélande, 1984) désigné dans la suite par : rapport Atkinson ; et Fondation Cousteau, (Paris, 1988) désigné dans la suite par : rapport Cousteau) ; par ailleurs l'hypothèse a été émise (CRII-Rad, 1995 ; Vincent, 1996) que des dommages catastrophiques, ou potentiellement catastrophiques, aient été causés aux deux atolls, (voir, dans une veine quelque peu irrévérencieuse, le dessin de la Figure 1.2, provenant de Nouvelle Zélande), qu'il s'agisse d'effondrements généralisés, d'affaissements de la surface du sol, de fracturation massive ou de profondes modifications du comportement hydrogéologique des atolls ; des craintes ont également été exprimées que les populations locales aient pu être soumises à des irradiations inacceptables. Ces rapports et commentaires ont été examinés par la CGI, qui a pris note de ces préoccupations. La Commission estime qu'une de ses responsabilités principales était d'apprécier d'un point de vue d'expert, et de manière impartiale, le bien fondé de ces préoccupations (à l'exception de la dernière qui a été examinée par l'AIEA), d'en rendre compte d'une manière qui alerte les autorités, s'il y a lieu, des risques qui n'auraient pas été identifiés ; de suggérer les dispositions nécessaires pour prévenir les événements dommageables qui pourraient résulter des essais et pour en réduire les effets ainsi que réduire les craintes, si la Commission les considèrait infondées. Une liste des questions soulevées est donnée dans le Tableau 1.2.

Le temps et les moyens dont disposait la CGI étaient tels que la Commission a dû utiliser les seules informations déjà disponibles pour établir ses conclusions. Il ne lui a pas été possible de collecter des données nouvelles sur les sites, pour une part à cause de l'éloignement des atolls, situés au milieu du Pacifique Sud, et aussi du fait de l'accès strictement limité aux deux atolls. Ainsi toutes les interprétations auxquelles la Commission est parvenue sont-elles fondées sur les mêmes données, ou une partie des mêmes données, que celles dont a disposé le CEA/LDG. La CGI s'est efforcée d'obtenir, autant que cela était possible, des données brutes relatives aux observations factuelles effectuées, de façon à produire sa propre interprétation de ces observations. Elle a aussi utilisé les informations générales disponibles sur la structure et les propriétés des atolls, afin de réaliser sa propre estimation des valeurs des paramètres utiles aux modélisations essentielles. Elle a alors été capable de conduire de manière indépendante un ensemble de calculs, en vue de vérifier et d'étendre quelques-uns des résultats les plus importants fournis par le DIRCEN-CEA. Ces calculs intéressent :

- (i) les effets mécaniques de l'onde de choc engendrée par l'explosion d'un engin nucléaire au sein de la masse rocheuse de l'atoll ; ces effets comprennent la

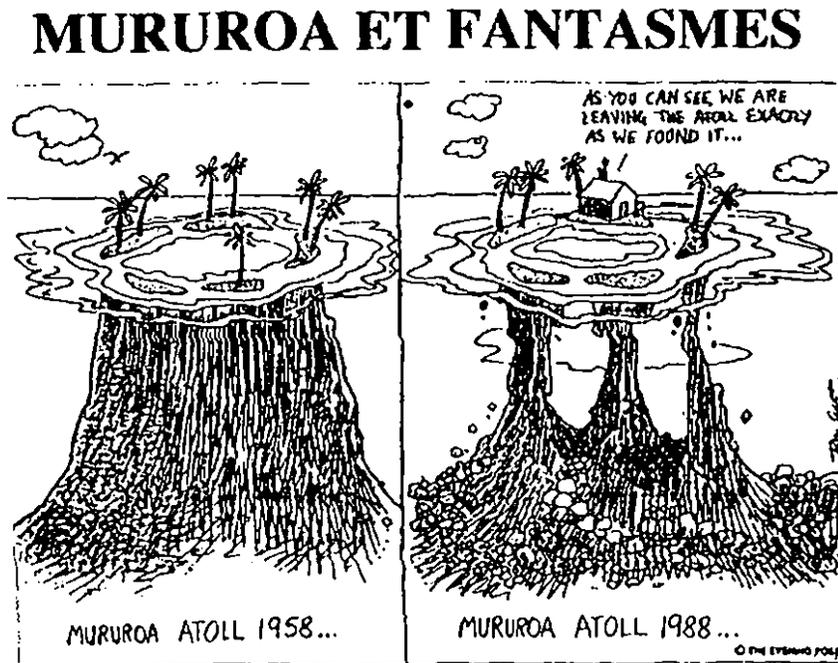


FIG. 1.2 Dessin publié dans le *Auckland Evening Post*

formation de la cavité, les déformations irréversibles qui affectent les roches environnantes, l'affaissement des couches supérieures de l'atoll et son influence sur la stabilité des pentes océaniques des récifs coralliens ;

- (ii) les écoulements de fluide dans les pores du milieu rocheux, qui résultent immédiatement de la création de la cavité et de l'échauffement du massif environnant ; et
- (iii) les modifications entraînées à long terme aux figures de convection des eaux souterraines sous les atolls.

Ces figures de convection, de court et de long terme, constituent le moteur principal de la migration (ou transport) des radionucléides depuis la cavité formée et son voisinage immédiat jusqu'à la surface de l'atoll et donc à la biosphère. Les calculs associés aux points (ii) et (iii) sont précisément ceux que l'AIEA a utilisés pour son évaluation des conséquences radiologiques des essais.

Le trait dominant de l'ensemble de l'étude -commun d'ailleurs à toutes les études consacrées aux massifs rocheux naturels- réside dans l'incertitude qui affecte toute donnée relative aux propriétés du massif rocheux, sur le site des essais et dans le milieu environnant (cette caractéristique est d'ailleurs, jusqu'à un certain point, commune à tous les travaux souterrains : tunnels, mines, exploration et production pétrolières, enfouissement de déchets). Même si de nombreux paramètres géologiques, géophysiques, mécaniques, hydrogéologiques ont été mesurés par le CEA, il résulte de l'inhomogénéité inhérente à tout massif rocheux naturel que l'estimation des valeurs moyennes des paramètres, accompagnée d'une estimation vraisemblable de leur degré de variabilité, est, dans la pratique, ce que l'on peut introduire de mieux dans les calculs. Les opinions formulées devront donc être entendues comme se rapportant aux circonstances « les plus raisonnables », à « l'intervalle possible » de résultats ou au scénario « le plus défavorable ».

Le rapport de la CGI est présenté en trois parties (coïncidant avec les trois volumes). Le présent volume, le premier, est une synthèse qui évite le détail des discussions ou analyses techniques et s'efforce plutôt de présenter les idées essentielles, les difficultés d'interprétation et les conclusions, dans un style accessible à un public large ; il ne suppose qu'une culture générale et une bonne connaissance de la méthode scientifique. Le second volume constitue une version plus longue, plus détaillée, destinée aux lecteurs spécialistes, et à tous ceux qui veulent comprendre en détail l'étude réalisée, afin qu'ils puissent, sur la base de faits connus, effectuer leur propre analyse des conséquences de la série d'essais. Le troisième volume contient la traduction en français, préparée par la CGI, du Volume I et de parties du Volume II (Préface ; Résultats, conclusions et recommandations ; et Chapitre 1, Présentation d'ensemble).

1.2 Information dont la Commission a disposé

Du fait que les deux atolls sont des zones à accès très restreint depuis le jour où le Gouvernement français a décidé de les utiliser comme centre d'expérimentation, (et qu'ils ne présentaient pas antérieurement d'intérêt scientifique ou économique remarquable), les seules données relatives aux atolls directement disponibles sont celles fournies par le Gouvernement français et ses agences. La Commission a également utilisé les informations générales disponibles relatives à des atolls analogues ou à des îles volcaniques du Pacifique, ou concernant des essais nucléaires souterrains réalisés au Centre d'Essais du Pacifique (CEP) et dans d'autres sites par d'autres pays. Parmi ces dernières informations figurent les enregistrements sismiques rassemblés et exploités en relation avec les traités d'interdiction des essais nucléaires, grâce auxquels la localisation et l'énergie des essais nucléaires souterrains peuvent être déduites des signaux sismiques émis.

À l'origine, deux rapports complets (Guille et al., 1996 ; et Bouchez et Lecomte, 1996) ont constitué les sources principales d'information. Destinés à un large public scientifique, et bien rédigés à cet égard, ces rapports s'appuyaient sur des investigations nombreuses conduites pendant des années. Même si la CGI a utilisé ces rapports, ils ne contiennent pas les renseignements détaillés que nécessite un examen critique approfondi du programme d'essais. Barrillot (1996), dont le livre récent *Les essais nucléaires français 1960-1996* s'appuie en partie sur ces deux rapports, fait la remarque suivante :

« Comme nous l'avons remarqué à plusieurs reprises dans cette étude, les documents Dircen ne fournissent que des informations parcellaires, certes précises et éclairantes, mais les conséquences les plus graves des expériences réalisées font partie des omissions constantes qui risquent d'être masquées par l'abondance et la qualité des informations données sur des points de détails » (p. 214)

Au cours des premières phases de nos investigations, nos impressions allaient dans le même sens. Toutefois, Barrillot ne disposait pas des 12 documents DIRCEN/CEA mentionnés plus haut quand il a formulé ces commentaires. Initialement, ces documents plus détaillés n'étaient pas non plus à la disposition de la Commission ; ils ont été transmis à la CGI (et à l'AIEA) après qu'ils furent achevés ; leur préparation (et traduction en anglais) en temps utile constituait un réel défi, si l'on tient compte de ce que certaines informations précises spécifiques ne pouvaient pas y figurer. Malgré les informations précieuses qu'ils contiennent, et dont l'étude de la CGI a fait son profit, certains détails importants manquent encore dans ces rapports.

Il est possible qu'une partie de l'information, dont nous pensons que le DIRCEN/CEA avait besoin et avait dû la recueillir pour parvenir à ses conclusions, n'ait pas été recueillie ou n'ait pas été interprétée de manière adéquate. Par exemple, les valeurs mesurées au laboratoire de la résistance des roches est donnée, mais les estimations de certains paramètres importants du massif rocheux ne sont pas mentionnées. On a vraisemblable-

ment conservé et analysé les enregistrements complets effectués en forage et dans les puits (réalisés en routine dans l'industrie pétrolière), qu'ils concernent les puits en grand diamètre dans lesquels les engins nucléaires étaient descendus ou les puits d'observation en plus petit diamètre forés dans les cavités créées par chaque explosion. Ils auraient contenu beaucoup d'informations utiles. Des essais en puits ont manifestement été faits, et les enregistrements des pressions et temps de remplissage de cavité ont été conservés. Une partie de l'information a été transmise, mais sans le détail complet ; cette information a été utilisée pour obtenir les valeurs des perméabilités, mais très peu de détails ou d'éléments de discussion ont été donnés quant aux méthodologies utilisées. Des estimations ont été transmises, mais, de nouveau, sans discussion de la précision que l'on peut attendre des valeurs obtenues, ni de leur unicité, ni de leur pertinence du point de vue de la formation ultérieure des figures de convection. En essayant de confirmer les résultats du CEA, la CGI a trouvé soit qu'il y avait des points du raisonnement où il fallait deviner quelles hypothèses non précisées avaient été faites, soit encore que d'autres conclusions, parfois différentes, pouvaient être tirées. Lorsque des mesures de températures ou de traceurs (tritium) sont transmises et utilisées, la même situation prévaut.

Il est vrai que la complexité des modèles mathématiques actuels et des logiciels de calcul correspondants est telle que, même dans les articles publiés dans des revues scientifiques, une partie significative doit être admise sans preuve. De plus, les paramètres et résultats français proviennent des travaux de très nombreux chercheurs, universitaires pour beaucoup d'entre eux, et dont certains peuvent avoir, sans le vouloir, omis de fournir toute l'information nécessaire dans leurs propres rapports et thèses, sur lesquels se basent largement les documents DIRCEN/CEA. Enfin, il est clair que la dernière série de documents du DIRCEN-CEA a été préparée bien après les travaux originaux (commencés il y a près de 25 ans), de sorte que les omissions ou absences de justifications peuvent être dues à ce que les auteurs ne sont plus là pour fournir les informations manquantes ; de plus les moyens informatiques ne permettaient pas, il y a dix ans, de réaliser certaines analyses possibles aujourd'hui.

Ces commentaires n'ont pas pour but de suggérer que les actions entreprises et les interprétations faites par les scientifiques du CEA aient été incorrectes, mais simplement de faire remarquer que tous les détails n'ont pas été rendus disponibles à la CGI. Confrontée à ce manque d'informations de détail, et consciente de l'incertitude générique inhérente aux données géotechniques, la CGI a été contrainte de prendre en compte dans ses analyses des situations extrêmes, afin de couvrir toutes les possibilités. Heureusement, même les hypothèses les plus pessimistes, du point de vue du confinement à court et long terme de la radioactivité, ne conduisent pas à conclure à des conséquences telles qu'elles justifieraient une évaluation plus précise.

La qualité des données dont disposait la CGI dans différents domaines est résumée de manière subjective et qualitative dans le Tableau 1.3. La raison de la faible qualité apparente de beaucoup de données est l'incertitude inévitable qui accompagne tout résultat

TAB. 1.3 Qualité des données disponibles pour la modélisation et l'analyse

<i>Catégorie</i>	<i>Sous-Catégorie</i>	<i>Qualité/Précision</i>
Géologie		correcte à bonne
Propriétés Physiques	Densités	bonne
	Porosités	correcte
	Conductivités thermiques	bonne
	Conductivités hydrauliques	médiocre
	Longueurs de dispersion	médiocre
	Propriétés Mécaniques	correcte
Topographie		bonne
Température		médiocre
Flux géothermique		médiocre à correcte
Flux convectif		déduite, pour l'essentiel, et médiocre
Localisation des essais		partielle
Énergie des essais		correcte à bonne
Essais par traceurs		médiocre

et plus encore toute interprétation de mesures effectuées dans un environnement naturel (comme mentionné plus haut) où l'inhomogénéité, à toutes les échelles, entraîne que plus une mesure est locale, plus la valeur mesurée peut varier avec la position du point de mesure dans l'espace. Plus de mesures auraient pu être effectuées, et une meilleure estimation aurait pu être faite de l'étendue de la variabilité à attendre. Plus de soin aurait pu être apporté à la description des modèles et calculs utilisés pour déduire les conclusions obtenues, et plus d'accent aurait pu être mis sur le degré d'incertitude impliqué. Par exemple, il n'est pas raisonnable de chercher une précision extrême quant aux effets locaux d'une explosion particulière : la taille et la forme de la cavité créée dépendront significativement des caractéristiques particulières de la proportion du massif rocheux qui n'a pas été remontée à la surface sous forme de carottes ou débris de forage, et constitue évidemment l'immense majorité du volume de ce massif ; les fractions remontées à la surface ne peuvent fournir qu'une indication des propriétés réelles des roches dans le voisinage du forage qui a permis la collecte d'échantillons. Même si l'on s'in-

téresse à des quantités plus globales, telles que le flux total de fluide transmis du massif rocheux (ou corallien) vers le lagon, ou l'énergie sismique totale et la quantité de mouvement rayonnées vers le champ lointain, une large incertitude subsistera. Les modèles ne peuvent fournir que les valeurs moyennes des variables physiques, calculées pour des valeurs moyennes des paramètres du matériau ; ces valeurs apparaissent donc indicatives plutôt que certaines. Toutefois, la CGI a examiné l'influence des divers paramètres sur les résultats utiles ; cet examen suggère que les incertitudes impliquées n'affaiblissent pas les conclusions de la Commission.

1.3 Structure et géologie des atolls

Comme expliqué dans le chapitre 2 de Bouchez et Lecomte (1996) et dans Guille et al. (1996), et discuté plus loin dans le Chapitre 2, Volume II du rapport de la CGI, les deux atolls forment une partie d'une chaîne d'îles volcaniques du Pacifique Sud. Le volcanisme qui a provoqué leur érection n'est plus actif sous les atolls, parce que ceux-ci se sont éloignés du point chaud qui a été à leur origine. En ce sens, ils sont tout aussi stables que la plaque sur laquelle ils sont placés. Certaines des îles s'élèvent au-dessus de la mer (par exemple, Tahiti) alors que Mururoa et Fangataufa sont pour l'essentiel sous la surface de l'océan ; seule émerge la couronne corallienne, plus complète à Fangataufa qu'à Mururoa. Dans les deux cas, le lagon relativement peu profond, à l'intérieur de la couronne, est relié par des hoas (passes) aux fonds océaniques extérieurs ; l'action des marées et des vents soulève et abaisse le niveau de l'eau dans le lagon et provoque des échanges journaliers de liquide à travers les hoas. Ceci conduit à un renouvellement approximativement mensuel de l'eau du lagon par l'océan.

Les couronnes coralliennes (ou les récifs dans le cas d'îles largement émergées) s'étendent au voisinage immédiat de la surface de l'océan à cause des formes de croissance du corail. S'il est trop profondément submergé, ou au contraire laissé hors d'eau pendant un certain temps, le corail meurt. À très long terme, les îles s'enfoncent très lentement dans l'océan, suivant un processus que l'on peut expliquer en considérant les mouvements globaux de la surface de la Terre ; les périodes glaciaires provoquent une descente, puis une remontée du niveau de la mer à une échelle de temps plutôt plus courte que celle du lent enfoncement ; c'est la période glaciaire la plus récente qui est à l'origine de la couronne de corail mort actuellement émergée. Le corail sous-marin, en moyenne, se développe très graduellement vers le haut, avec une vitesse légèrement supérieure dans la partie extérieure, ce qui donne la couronne visible ; comme le corail mort, fragile et hautement poreux, s'enfonce sous le corail en formation, il est écrasé par le poids des matériaux surincombants et lentement altéré par interaction chimique avec l'eau de mer qui le baigne. Dans le cas de Mururoa, le processus a duré suffisamment longtemps pour que la couche (sédimentaire) de 400 mètres environ de roches calcaires (qualifiées dans la suite de carbonates, par commodité de langage), repose sur les roches

basaltiques, moins poreuses et moins perméables, qui constituent la véritable assise des atolls. Les Figures 1.3 et 1.4 montrent sous forme simplifiée la coupe géologique et la forme de Mururoa et Fangataufa, respectivement.

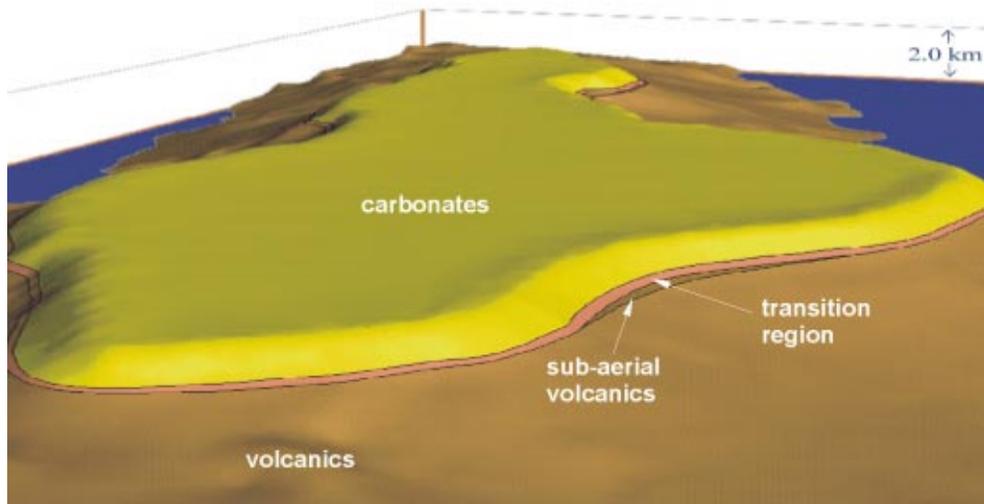
Il est important de remarquer que les pentes moyennes des flancs profonds basaltiques des îles sont suffisamment douces pour assurer la complète stabilité des bases basaltiques (le diagnostic de stabilité a été remis en cause par au moins un auteur (Vincent, 1996) mais les théories classiques et toutes les données disponibles convergent pour confirmer cette stabilité). Ce n'est qu'au voisinage de la surface de l'océan, où les matériaux qui composent les flancs sont essentiellement du corail mort altéré, que l'on trouve des pentes plus raides et moins stables. Pendant la période (plusieurs millions d'années) de formation des 400 mètres de roche calcaire, de nombreux glissements ont affecté ces pentes ; c'est la raison pour laquelle le matériau constituant les flancs est partiellement calcaire à plus grande profondeur, 500 à 600 mètres de profondeur autour de Mururoa, et un peu plus autour de Fangataufa (voir Figure 1.5).

Les modifications de la topographie des deux atolls que l'on peut observer, particulièrement à Mururoa, et qui ont été provoquées par la série d'essais, résultent de modifications qui ont affecté les roches sédimentaires, et pas les basaltes sous-jacents. Une grande part de notre tâche dans ce contexte a résidé dans l'examen des explications de ces modifications données par le DIRCEN/CEA, dans le but de fournir nos propres explications et d'évaluer, sur la base des connaissances existantes et de modèles, la vraisemblance de modifications futures. Ceci est discuté dans les sections suivantes du présent rapport. Les sujets les plus importants sont :

- l'affaissement des couronnes des atolls,
- la fracturation profonde ou superficielle de la couche calcaire,
- le glissement lent ou soudain des flancs des couronnes, et
- la dispersion des radionucléides.



(a)



(b)

FIG. 1.3 Mururoa (a) vue aérienne - (b) perspective bathymétrique jusqu'à une profondeur de 2 km (les carbonates surmontent le massif volcanique)

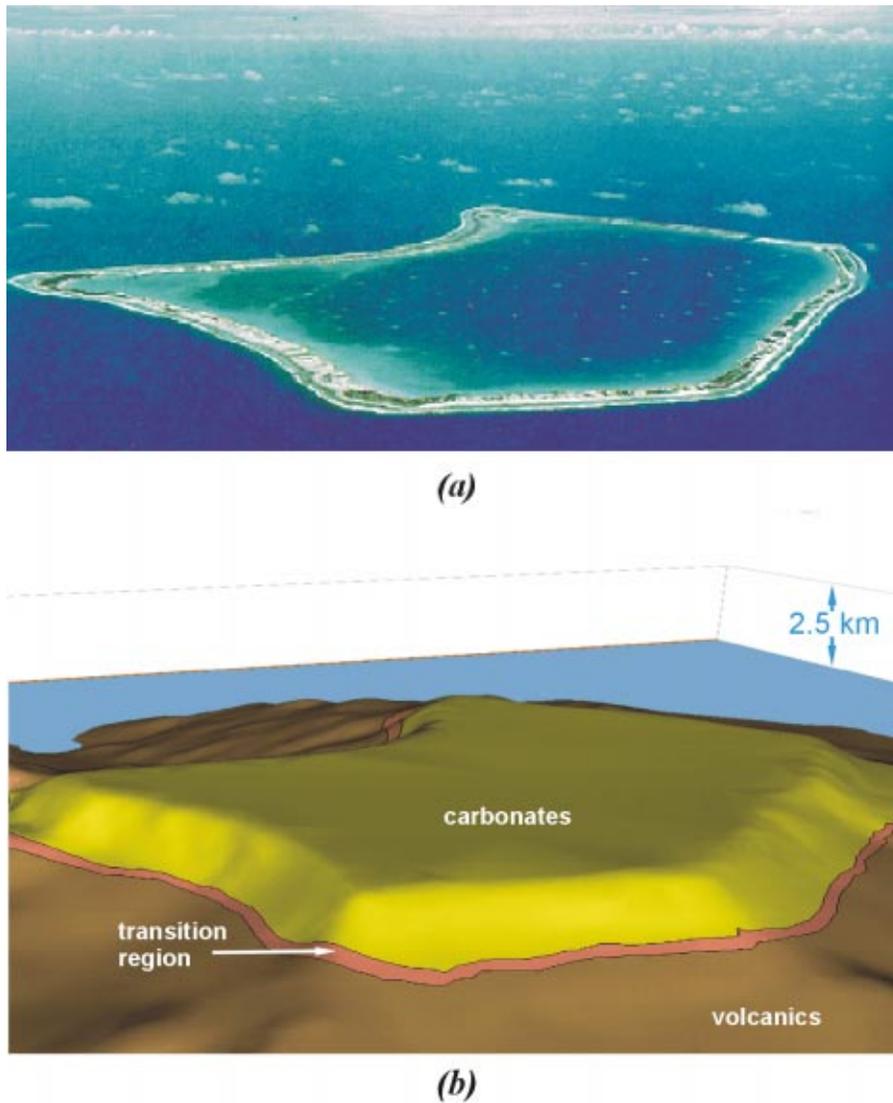


FIG. 1.4 Fangataufa (a) vue aérienne - (b) perspective bathymétrique jusqu'à une profondeur de 2,5 km (Les flancs de Fangataufa descendent plus abruptement que ceux de Mururoa ; les carbonates surmontent le massif volcanique)

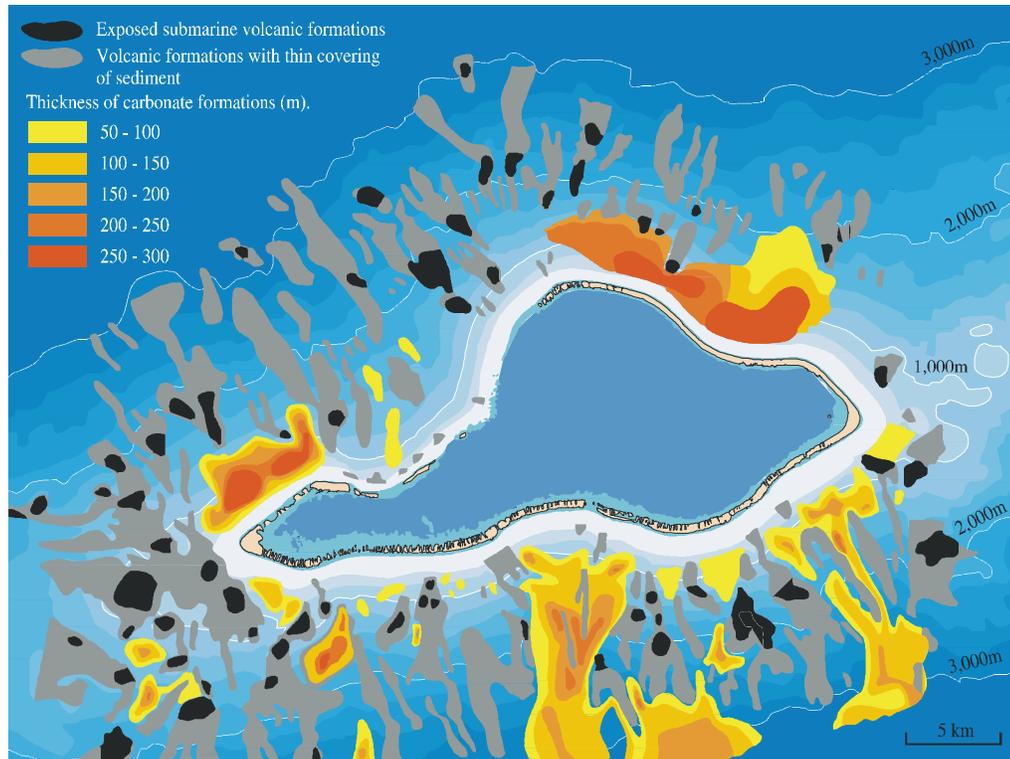


FIG. 1.5 Distribution des dépôts sédimentaires et des affleurements sous-marins sur les flancs de l'atoll de Mururoa (Guille et al. 1996, Figure 23)

1.4 Eléments d'hydrologie des atolls

A la fois les basaltes et les calcaires sont poreux et saturés d'eau de mer, le basalte étant légèrement perméable et les carbonates fortement ; les variations locales sont importantes, et la conductivité hydraulique est généralement plus grande suivant une direction horizontale que suivant la verticale. Dans les conditions naturelles, il existe un flux de chaleur dirigé des basaltes sous-jacents vers la surface et les flancs des atolls ; il s'agit du flux qu'on appelle géothermique, dont la cause réside dans les températures élevées des roches basaltiques en profondeur - le centre de la Terre étant beaucoup plus chaud que sa surface. Ce gradient vertical de température est la cause d'un mouvement ascendant de l'eau de mer contenue dans la roche, par convection naturelle, qui donne naissance à grande échelle à des rouleaux de convection. Dans le cas d'un atoll, ce processus est significativement renforcé par l'existence simultanée d'un gradient de température horizontal provoqué par (le refroidissement par) les températures plus froides de l'océan sur les flancs de l'atoll et par l'entrée d'eau de mer provenant de l'océan (voir Figure 1.6). Dans l'océan lui-même, des figures de convections à grande échelle im-

pliquent l'océan tout entier ; c'est la raison pour laquelle, dans les régions tropicales, le profil de température est positif au voisinage de la surface - c'est-à-dire que l'eau devient plus froide lorsque la profondeur croît.

Les méthodes de calcul de la circulation superficielle ou profonde de l'eau dans la croûte terrestre sont aujourd'hui bien maîtrisées, et les logiciels correspondants sont couramment disponibles, de sorte que la prévision des formes de l'écoulement stationnaire de l'eau souterraine présente une qualité qui ne dépend que de la qualité des données introduites pour représenter la masse rocheuse, telles que : porosité, perméabilité et conditions thermiques à la limite du modèle. Des arguments simples montrent que, dans les basaltes, l'essentiel du transfert de chaleur se fait par conduction et que la circulation associée du fluide dans les pores est relativement lente (de l'ordre de 1 cm par an pour la vitesse de Darcy, qui est une moyenne dans le volume, et équivaut à environ 10 cm par an pour la vitesse réelle du fluide), de sorte qu'elle n'apporte qu'une contribution mineure au transfert de chaleur ; dans les carbonates, et en particulier dans les niveaux karstiques (qui contiennent des chenaux horizontaux de grande dimension, ou des cavités, créés par des processus physico-chimiques de long terme qui sont bien connus), au voisinage de la couronne corallienne, l'écoulement du fluide dans le milieu poreux est plus important, les vitesses de Darcy associées pouvant atteindre des valeurs moyennes de 1 m par an et plus. Ces figures de circulation établies sont dites globales (c'est-à-dire qu'elles sont à l'échelle de l'atoll entier).

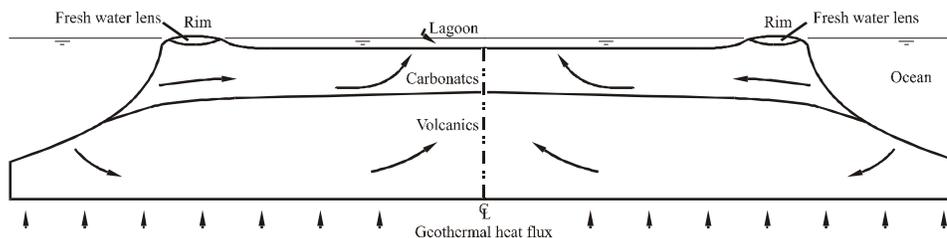


FIG. 1.6 Coupe schématique d'un atoll (d'après Perrochet et Tacher 1997a)

Le tir d'un engin nucléaire à des profondeurs comprises entre 600 et 1100 mètres implique, hormis les modifications de la perméabilité et de la porosité provoquées par l'endommagement d'origine mécanique (discuté à la Section 1.6), une augmentation soudaine de la température dans le voisinage immédiat du point d'explosion qui entraîne l'apparition de gradients de température locaux importants, de caractère transitoire, et d'un panache de fluide chauffé (une explosion de 1 kt dégage assez d'énergie pour échauffer de 1°C un million de tonnes d'eau ; en pratique, cette énergie conduit à une augmentation de la température moyenne d'environ 25°C pour une sphère de 20 mètres de rayon). Dans les basaltes, cet effet local peut simplement être superposé aux champs permanents de température et d'écoulement décrits plus haut. Dans les carbonates, où l'écoulement affecte la température de manière significative, les modifications de l'écou-

lement et de la température sont plus compliquées mais l'effet global est qualitativement le même. Une indication très grossière des échelles de temps mises en jeu peut être donnée en disant que le panache thermique met une cinquantaine d'années à traverser les 400 mètres d'épaisseur des carbonates, et que l'eau chauffée se déplace un peu plus vite que ne le fait le point où l'augmentation de température résultant de l'explosion est maximal. A ce moment, l'énergie associée à l'accroissement transitoire de température s'est en grande partie diffusée dans un environnement plus large, principalement par conduction dans le massif rocheux et convection rapide dans l'océan et l'atmosphère. Après environ 500 ans, tout effet thermique de l'explosion s'est dissipé.

1.5 Effets mécaniques d'un tir expérimental

Il y a accord général des experts sur ce qui survient lorsqu'on tire un engin nucléaire sous terre, et l'IGC a conduit ses propres calculs pour le confirmer dans le contexte particulier de Mururoa/Fangataufa. Comme discuté dans le Volume II, Chapitre 3, bien au-dessous du toit des basaltes, une grande masse de gaz à très haute pression se forme; elle repousse le massif rocheux environnant jusqu'à former une cavité beaucoup plus grande que le volume initial occupé par l'engin avant l'explosion. Cette formation est si rapide qu'une forte onde de choc de célérité supersonique se propage à partir du point d'explosion. En s'éloignant du point zéro, l'onde de choc s'atténue jusqu'à devenir une onde sonore (sismique). Cette onde sismique se propage dans toutes les directions et dans la Terre entière; si l'énergie dégagée dans l'explosion est suffisamment grande, le signal sismique peut être détecté et interprété dans les stations d'enregistrement sismique du monde entier. Au moment où l'onde sismique se forme, à l'exception d'une faible proportion (pour fixer les idées, de 0,5 à 5% - selon la déformation élastique extérieure finale), la quasi totalité de l'énergie totale contenue dans l'onde initiale a été perdue.

Il y a deux causes à l'atténuation de l'intensité de l'onde. La première est élémentaire et évidente: l'énergie est répartie sur une surface à peu près sphérique dont le rayon, et donc l'aire, augmentent avec le temps; cette raison à elle seule explique que l'énergie et la quantité de mouvement par unité de surface décroissent à peu près comme l'inverse du carré de la distance -ou du temps, puisqu'une onde sonore se déplace avec une vitesse constante dans un milieu homogène. La seconde raison provient du caractère fortement non linéaire et dissipatif de l'onde de choc dans les instants qui suivent sa création; une partie de son énergie est abandonnée sous forme de chaleur ou d'altération de l'état (énergie libre) de la roche. La part de l'atténuation qui résulte de la dissipation décroît lorsque l'intensité de l'onde diminue, et devient presque négligeable à grande distance dans la région sonique.

Lors du passage de l'onde, la roche est repoussée vers l'extérieur et se déforme. Près du centre, quand le choc est encore fort, les contraintes (ou forces par unité de surface) associées à la déformation de la roche sont grandes en comparaison de celles qui

existaient avant l'explosion -c'est-à-dire grandes en comparaison des efforts d'origine gravitaire ou tectonique- de sorte que le processus ne peut dépendre que des propriétés purement locales de la roche. Il y a donc lieu d'attendre que ce processus présente une symétrie sphérique. A plus grande distance du centre le domaine (la surface) couvert par le front d'onde présente des variations plus grandes, et la symétrie sphérique se perd ; une illustration évidente de cette idée est donnée par le moment où l'onde atteint l'océan ou l'atmosphère. A plus grande distance encore, les contraintes en place préexistantes seront bien plus fortes que celles provoquées par le passage de l'onde sonore, cette distance dépendant de la profondeur du tir considéré.

Le passage d'une onde de choc est montré sur la Figure 1.7. Les effets immédiats de l'explosion, après que l'onde s'est éloignée de l'île (il faut pour cela quelques secondes) sont représentés schématiquement sur la Figure 1.8. Une cavité dont le fond et les parois sont constitués de roche fondue (verre) est entourée d'une zone broyée au-delà de laquelle on trouve une zone beaucoup plus étendue qui est déformée de manière irréversible. La partie intérieure de cette zone déformée a été soumise à une rupture en cisaillement de type plastique, alors que la partie extérieure présente des ruptures discrètes (fractures) ; les deux parties se sont dilatées (le volume qu'elles occupent a augmenté). Au-delà de cette région déformée (ou anélastique, dans la terminologie du DIRCEN/CEA) on suppose que la roche s'est déformée élastiquement à partir de son état d'origine ; la totalité du massif est donc dans un état de contrainte modifié. Il n'y a chez les experts dans le monde que des différences mineures d'appréciation sur cette image générale, quoique, dans chaque cas particulier, il y ait eu des désaccords sur des points précis (taille de chaque zone, nature des déformations de la roche). On y reviendra plus tard. On peut supposer que les volumes de roche affectés de la manière décrite augmentent proportionnellement à l'énergie de l'explosion ; ce qui signifie que les rayons des diverses zones varient comme la racine cubique de l'énergie.

On constate que, quelques heures après l'explosion, la roche endommagée au toit de la cavité ne peut rester stable, comme il est d'observation courante lors du creusement d'un tunnel dans un matériau sec et peu résistant. En conséquence le toit s'effondre pour former une « cheminée » dans et au-dessus de la cavité. Lorsque les blocs de roche tombent dans la cavité, ou dans l'espace libre laissé par les blocs déjà tombés, ils foisonnent de sorte qu'ils occupent un volume sensiblement plus important qu'initialement ; en termes simples, les blocs de forme irrégulière qui tombent du toit ne s'ajustent pas exactement les uns aux autres quand ils s'accumulent au fond, et laissent donc entre eux des espaces libres. Au fur et à mesure de la poursuite de l'effondrement, l'espace libre initial formé par l'explosion se retrouve dans les vides laissés entre les blocs tombés ; ce processus s'arrête quand le dernier bloc à tomber reste partiellement solidaire du toit, parce qu'il repose par le bas sur les blocs accumulés. La hauteur de la cheminée foisonnée ainsi formée est à peu près égale au rayon de la zone fracturée, au-delà de laquelle est atteinte une roche suffisamment résistante pour former un toit. Dans certains

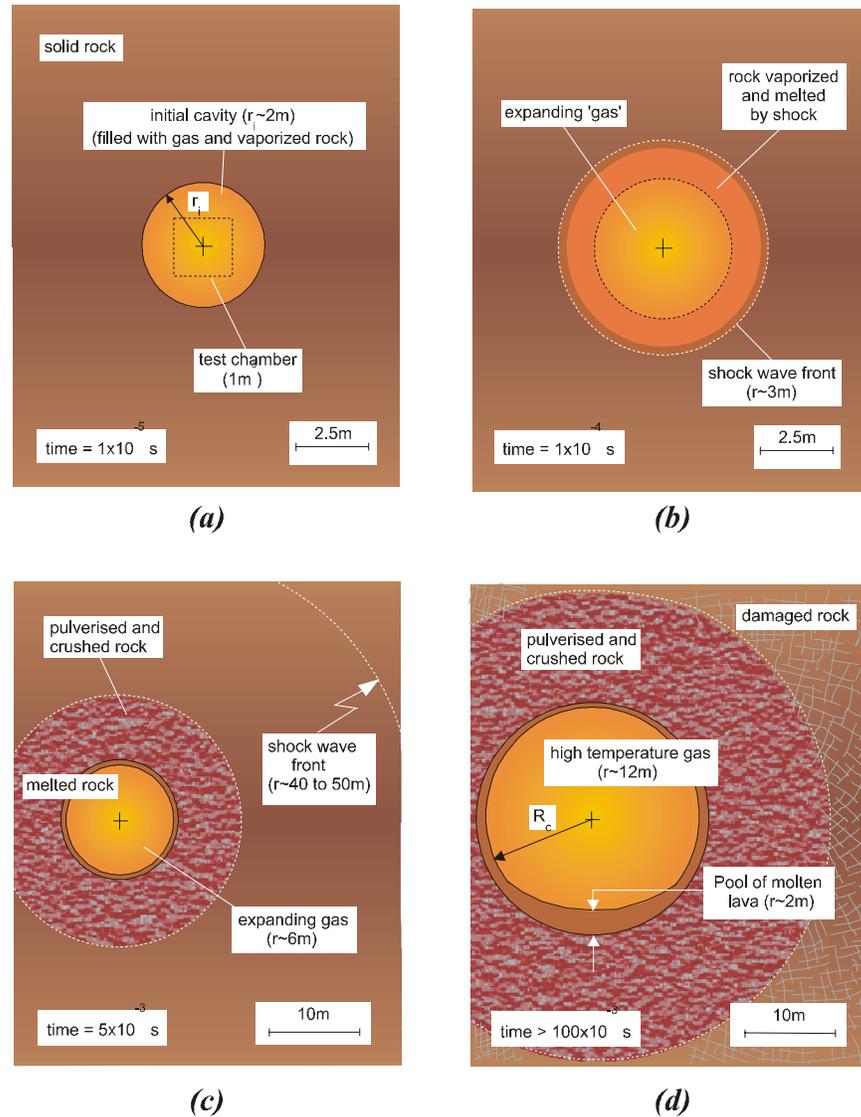


FIG. 1.7 Etapes de la formation de la cavité et de son développement pendant une explosion nucléaire (Note : r_i est le rayon de la sphère vaporisée « instantanément » ; $r_c \approx 2$ mètres pour une explosion de 1 kt) ; étapes ultérieures de l'expansion de la cavité (jusqu'à sa taille finale) et endommagement associé du massif rocheux pendant une explosion nucléaire (Note : R_c est le rayon final de la cavité complètement développée. $R_c \approx 12$ mètres pour une explosion de 1 kt (peu profonde) dans les atolls ; à plus grande profondeur $R_c \approx 10$ mètres pour une explosion de 1 kt)

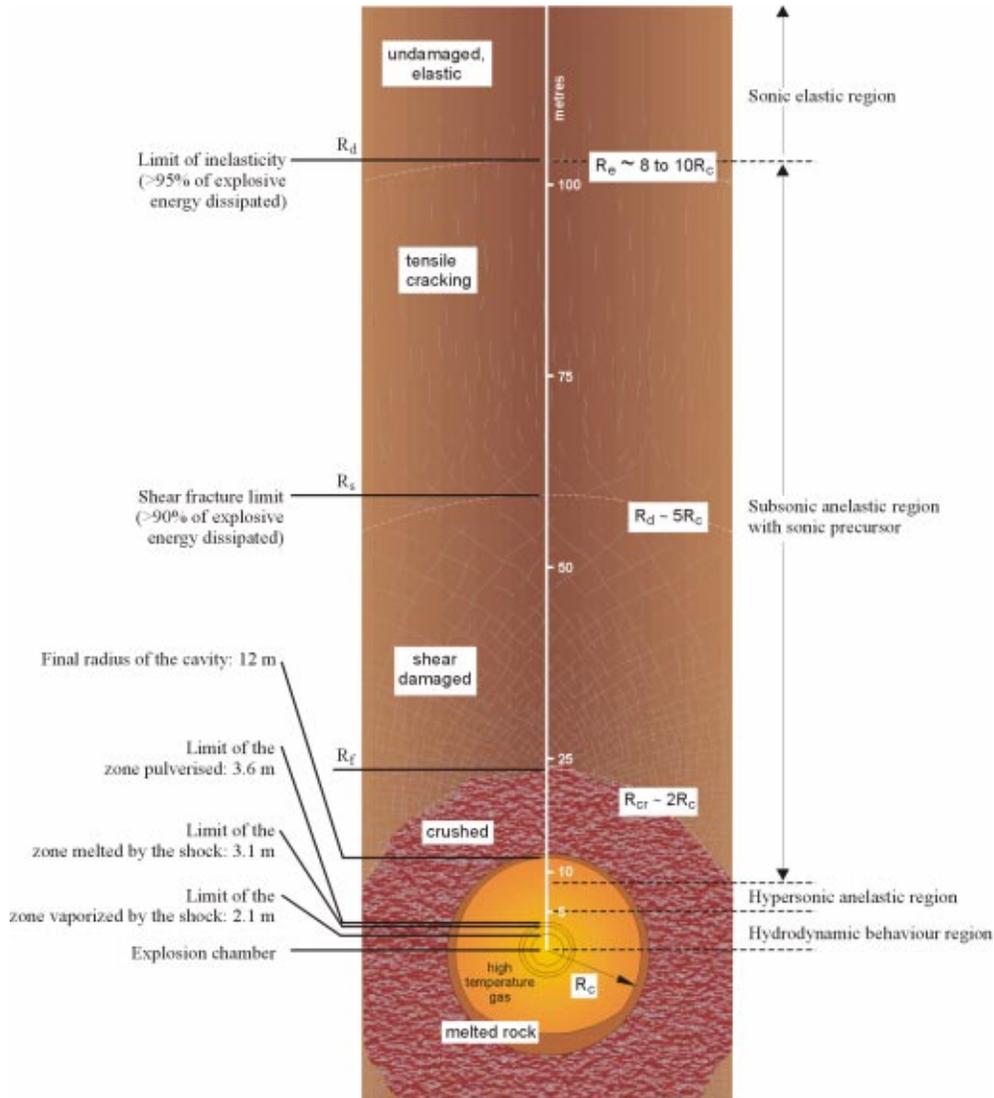


FIG. 1.8 Zones d'endommagement présumées autour d'une cavité créée par une explosion nucléaire de 1 kt dans les basaltes à Mururoa et Fangataufa (les rayons de zones endommagées sont exprimés comme des multiples du rayon final R_c de la cavité, qui augmente proportionnellement à $Y^{1/3}$, où Y est l'énergie de l'explosion en kt) [modifié d'après Bouchez et Lecomte (1996) ; voir aussi Figure 3.7]

cas, la roche intacte est capable de former un toit qui n'est pas supporté par le foisonnement. Soumise à des déformations ultérieures, telles celles provoquées par des explosions proches, cette cheminée foisonnée est susceptible de transmettre les contraintes sans déformation majeure.

La formation de la cheminée est un phénomène très important, parce qu'elle accroît considérablement les effets de l'explosion en termes d'augmentation de perméabilité d'un grand volume dont la hauteur est égale à 5 à 8 fois le rayon de la cavité. Une conséquence est que les explosions dont le centre est relativement proche de la zone de transition entre le massif basaltique et les carbonates peuvent poinçonner -on sait que cela est arrivé- la couche basaltique peu perméable qui surmonte le point de tir, et faire communiquer ce dernier directement, du point de vue hydrogéologique, avec les carbonates fortement perméables. Au cours d'essais effectués à petite profondeur dans un matériau rocheux sec et non foisonnant, dans le désert du Nevada aux USA, les cheminées se sont propagées jusqu'à la surface pour former une dépression locale bien marquée à la surface. Toutefois ceci n'est pas survenu sur les atolls parce que les roches sont saturées d'eau et profondeur beaucoup plus que ne le font les alluvions du Nevada.

Des effets supplémentaires surviennent quand l'onde de choc, ou une onde sonore forte, atteint le fond du lagon puis la surface de l'océan, la surface émergée de la couronne, ou l'océan au niveau des flancs de l'atoll. La variation brutale de l'impédance mécanique (ou acoustique) entraîne la formation d'ondes réfléchies et/ou d'ondes de surface, et un affaiblissement de l'intensité de l'onde transmise. L'onde incidente est essentiellement de compression et plane ; l'onde réfléchie est donc essentiellement de traction ; l'onde de surface, d'autant plus intense que l'angle d'incidence s'écarte de la normale, contient une composante importante de cisaillement. Comme la plupart des matériaux naturels peuvent supporter des contraintes de compression bien plus importantes (souvent par un facteur de 10) que les contraintes de traction qu'ils peuvent supporter, l'onde de traction réfléchie est suffisamment forte pour détacher une plaque de matériau à la surface (écaillage). Cette dernière est projetée vers le haut jusqu'à ce que les forces de gravité la ramènent dans sa position initiale ; si le matériau soulevé est de l'eau, une cavitation survient (formation temporaire de bulles de vapeur). Ce phénomène peut expliquer l'ébullition apparente qui survient à la surface du lagon au-dessus du point de tir juste après l'explosion, alors que les irrégularités de la topographie du fond du lagon peuvent donner naissance à des jets. Le DIRCEN/CEA a de plus expliqué que le passage de l'onde de choc initiale, et de l'onde de choc secondaire provoquée par la retombée des plaques écaillées, suffisent à expliquer les affaissements manifestes au-dessus des sites d'essais sur la couronne de l'atoll (voir Figure 1.9).

La Commission trouve que les explications de l'affaissement fournies par le DIRCEN/CEA n'emportent pas la conviction, et une explication alternative par une rupture en cisaillement est donnée au Volume II, chapitre 5 du rapport de l'IGC. En termes simples, les réductions observées (suivant la verticale) de l'épaisseur des couches carbo-

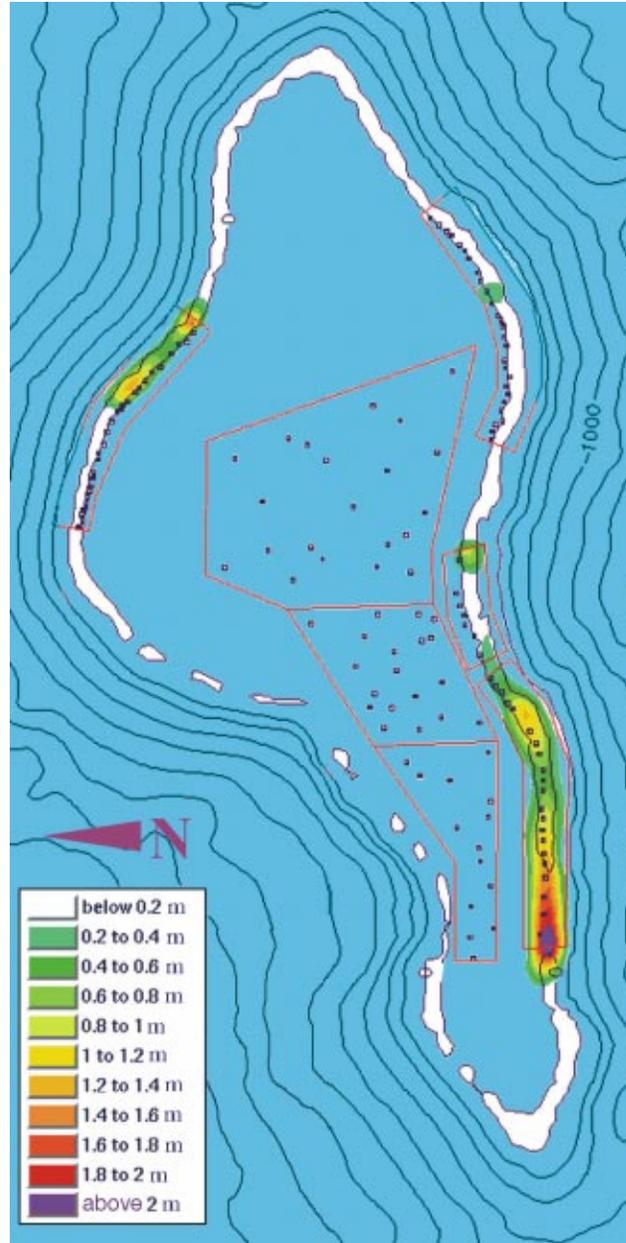


FIG. 1.9 Zones d'affaissements de la surface produites par les essais souterrains le long de la couronne corallienne à Mururooa (basé sur les données d'affaissement 1996 du DIRCEN/CEA) [selon Guille *et al.* (1996), p.69 : « les coraux qui édifient les récifs prolifèrent à l'heure actuelle avec une vitesse remarquable » (de l'ordre de 1 cm d'épaisseur par an) dans les régions affaissées. De ce fait, les zones récifiennes qui sont aujourd'hui sous l'eau auront retrouvé une altitude positive au-dessus de l'océan d'ici quelques centaines d'années]

natées supérieures surviennent parce que le passage de l'onde de choc de compression écrase les carbonates qui se déforment (horizontalement) vers l'extérieur sans changement de volume : la couronne de l'atoll est rendue un peu plus large. Une conséquence supplémentaire de ce processus est que la pente de l'atoll du côté de l'océan peut être déstabilisée ; de sorte que les glissements majeurs notés dans la zone d'essais 4 (dans la partie sud-ouest) peuvent être en partie attribués à ce mouvement, proche de la surface, dirigé vers l'extérieur. Cependant, les deux explications confortent également la conviction du DIRCEN/CEA selon laquelle les affaissements observés à la surface de l'atoll ne sont pas directement reliés aux chambres d'explosion. La Figure 1.9 montre une vue en plan des affaissements observés le long de la couronne de Mururoa (les sept zones d'essais, quatre sur le platier et trois dans le lagon, sont marquées par des lignes rouges ; voir aussi Figure 1.11).

En ce qui concerne la formation de fractures majeures, on note que les extrémités des fractures ne peuvent se déplacer aussi vite que l'onde de choc au cours du passage de cette dernière ; de sorte que les fractures créées lors de ce passage demeureront courtes et probablement isolées. Au voisinage des cavités initiales, les déformations plastiques sévères induites par l'onde de choc garantissent que les contraintes demeurent compressives ; plus loin, et notamment dans la région élastique, où des contraintes de traction peuvent apparaître du fait de la dilatation globale, de la rupture en traction et de la fracturation peuvent apparaître indépendamment de la pression régnant dans la cavité.

La relaxation de l'énergie de déformation qui accompagne la propagation des fractures limite la croissance de cette fracturation ; à plus grandes distances du centre de l'explosion, les contraintes en place préexistantes conduisent de nouveau à un environnement compressif, sauf peut-être à la surface de l'atoll. Quelques fractures de surface sont apparues du fait de l'instabilité des pentes. La Figure 1.10 montre une vue aérienne de fractures qui se sont développées à la suite de mouvements de pente dans la zone d'essais 1 de la couronne nord-est de Mururoa. Quelle que soit leur origine exacte, l'IGC croît incorrect de supposer que ces fractures de surface pénètrent profondément dans le massif rocheux de l'atoll.



FIG. 1.10 Photographie aérienne montrant des fractures en extension sous-marines, d'une largeur de l'ordre de 2 mètres, au voisinage de PK5N, section Irène (voir aussi Figure 5.6) ; une partie de la piste d'atterrissage, avec son mur protecteur, parallèle au bord du cliché, est visible dans la partie basse de la photographie ; cette région est à l'extérieur de la zone d'essais 1 [photo fournie par le DIRCEN/CEA]

1.6 Conséquences hydrologiques des explosions nucléaires

Il ne subsiste pas de modifications résiduelles de la perméabilité dans les régions qui n'ont été déformées qu'élastiquement. Dans celles qui ont été déformées de manière irréversible, la perméabilité tend à diminuer quand un écrasement survient et à augmenter quand le matériau est dilaté. Si la dilatation ne concerne que des petites micro-fractures qui n'interagissent pas entre elles, l'accroissement peut s'avérer réduit ; en revanche, si une fracturation significative survient, l'accroissement sera important (plusieurs ordres de grandeur dans le basalte). Dans la cheminée, y compris la cavité originelle, la perméabilité devient de fait (pratiquement) infinie.

Un grand nombre de sondages (puits) ont été forés dans les carbonates et les basaltes sous-jacents ; lorsqu'ils ne sont pas tubés et restent ouverts sur le massif rocheux qu'ils ont traversé, ces puits influencent la convection des eaux contenues dans les pores de leur voisinage. Pendant le forage des puits de grand diamètre (1,5 mètre), forés pour permettre la mise en place des engins nucléaires dans le basalte, de grands volumes d'eau sont prélevés dans les horizons carbonatés les plus perméables (niveaux karstiques) et sont transportés vers la tête de puits à la surface de la couronne ou au fond du lagon. Les puits effectivement utilisés pour un tir sont remplis de gravats, de sable et de laitier de ciment, afin de les boucher avant qu'on ne procède à l'explosion. Ultérieurement, ils n'ont aucune influence sur les conditions hydrologiques, quoiqu'il ait été suggéré qu'ils puissent induire dans les roches environnantes des fractures provoquées soit pendant la phase de forage soit plus tard à la suite du passage de l'onde de choc, et qu'ils offrent alors aux fluides chauds et aux radionucléides dissous un cheminement possible vers la surface significativement plus facile.

Quelques-uns de ces puits en grand diamètre n'ont pas été utilisés pour les essais et ont donc été laissés, au moins en partie, ouverts sur les roches environnantes et/ou en surface (cette information est parvenue tardivement pendant les travaux de la CGI, et les effets correspondants n'ont pas été intégrés dans la plupart des calculs détaillés). Apparemment, ces puits étaient utilisés pour faire des mesures de concentrations de radionucléides au niveau des karsts inférieurs et plus généralement dans les carbonates. Lorsqu'ils sont ouverts, du fait de leur conductivité hydraulique élevée, ils fournissent un passage plus facile -vers la surface, ou entre les couches souterraines les plus conductrices- pour le fluide contenu dans les pores qui entre par les flancs de l'atoll et se déplace vers le haut ou vers le bas sous l'effet des gradients de pression dans les roches poreuses. Des calculs grossiers suggèrent que cet effet pourrait être quantitativement significatif sur des distances égales, typiquement, à l'écart entre les points de tir dans la zone d'essais 4 de Mururoa (toutefois, l'écoulement étant normal à la ligne formée par les points d'explosions dans cette zone, on ne doit pas y attendre d'interaction notable).

D'autres puits en plus petit diamètre (0,2 m), légèrement décalés et en partie obliques, ont été forés quelques jours (ou semaines) après chaque explosion expérimentale pour

étudier (par prélèvements et diagraphies) les cavités et leur voisinage. Tous ces puits ont été rebouchés après usage, quoique certaines portions d'entre eux aient pu être laissées pleines d'eau, et ouvertes sur le massif rocheux.

Ni le DIRCEN/CEA, ni la CGI n'ont essayé d'analyser en détail les effets à court et long terme de ces ouvertures résultant de l'activité humaine sur le mouvement du fluide dans les pores de la roche. Le modèle de mélange (voir Volume II, Chapitre 7) utilisé pour calculer les concentrations de tritium (et d'autres radionucléides) et leurs mouvements dans les carbonates a virtuellement pris complètement en compte tout renforcement de la convection. De toutes les modifications créées, on peut attendre que celles provoquées par la formation de l'ensemble cavité/cheminée soient dominantes.

1.7 Historique des essais - Un commentaire

On s'est efforcé, sur les figures 1.11 et 1.12, de rassembler les seules informations disponibles de source directe, (c'est-à-dire celles fournies par le DIRCEN/CEA) concernant la distribution, la localisation, l'instant du tir et l'énergie des essais souterrains conduits à Mururoa et Fangataufa. La plupart de ces informations sont tirées du document DIRCEN/CEA n° 6 et de l'annexe de Bouchez et Lecomte (1996). L'étude des enregistrements sismiques aide à confirmer les dates d'essais et à ajouter quelques détails sur la magnitude relative des essais individuels (voir discussion dans le Volume II, annexe C). Les photographies aériennes, dont certaines prises par des membres de la CGI, et d'autres fournies par les autorités du CEA, montrent aussi la localisation à la surface de nombreux sites de forage sur la couronne de Mururoa, particulièrement dans les zones d'essais 3 et 4, où les sites d'essais étaient espacés de manière à peu près régulière le long du périmètre intérieur de la couronne. La Figure 1.13 montre une vue aérienne, prise en juillet 1996, de la zone d'essais 4 à Mururoa. Dans quelques cas, la CGI a pu inférer quelques précisions complémentaires utiles de déclarations verbales qui lui ont été faites par le CEA/LDG, ou de statistiques et de calculs décrits dans les documents fournis par le DIRCEN/CEA.

Il est clair que, au moment de concevoir ses propres essais souterrains, le DIRCEN/CEA a porté une grande attention à l'expérience acquise au cours des dix années antérieures d'essais souterrains dans d'autres pays (voir Volume II, annexe B), notamment celle décrite dans le cas du Nevada Test Site (NTS) aux États-Unis. Les profondeurs relatives des essais au CEP étaient considérablement supérieures à celles des essais aux USA, de sorte que le relâchement direct (ou fuite) des radionucléides à l'atmosphère, qui a effectivement eu lieu dans quelques-uns des essais au NTS, a été évité (voir Volume II, annexe D).

La situation principalement sous-marine des atolls a éliminé l'option, moins coûteuse et plus riche en information, des essais conduits à l'extrémité de tunnels horizontaux, option utilisée pour certains essais US, russes, et pour les premiers essais français dans

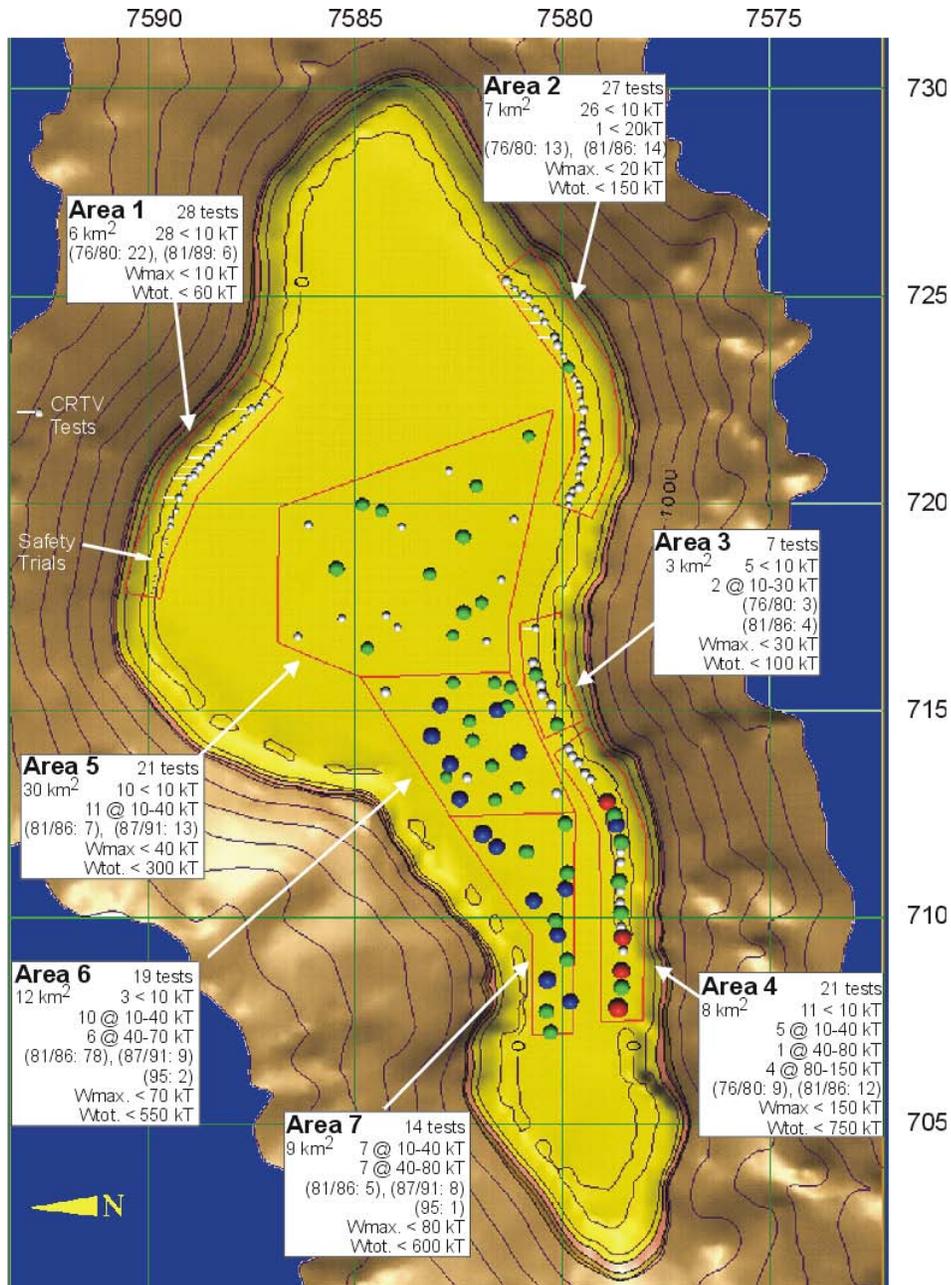


FIG. 1.11 Répartition des essais souterrains et de leurs énergies par zone d'essais à Mururoa (fournie par le DIRCEN/CEA), sur laquelle est superposée une distribution hypothétique des localisations des essais dans les zones d'essais (les contours bathymétriques figurés autour des atolls sont séparés par des intervalles de 250 mètres jusqu'à la profondeur de 2 km sous la surface)

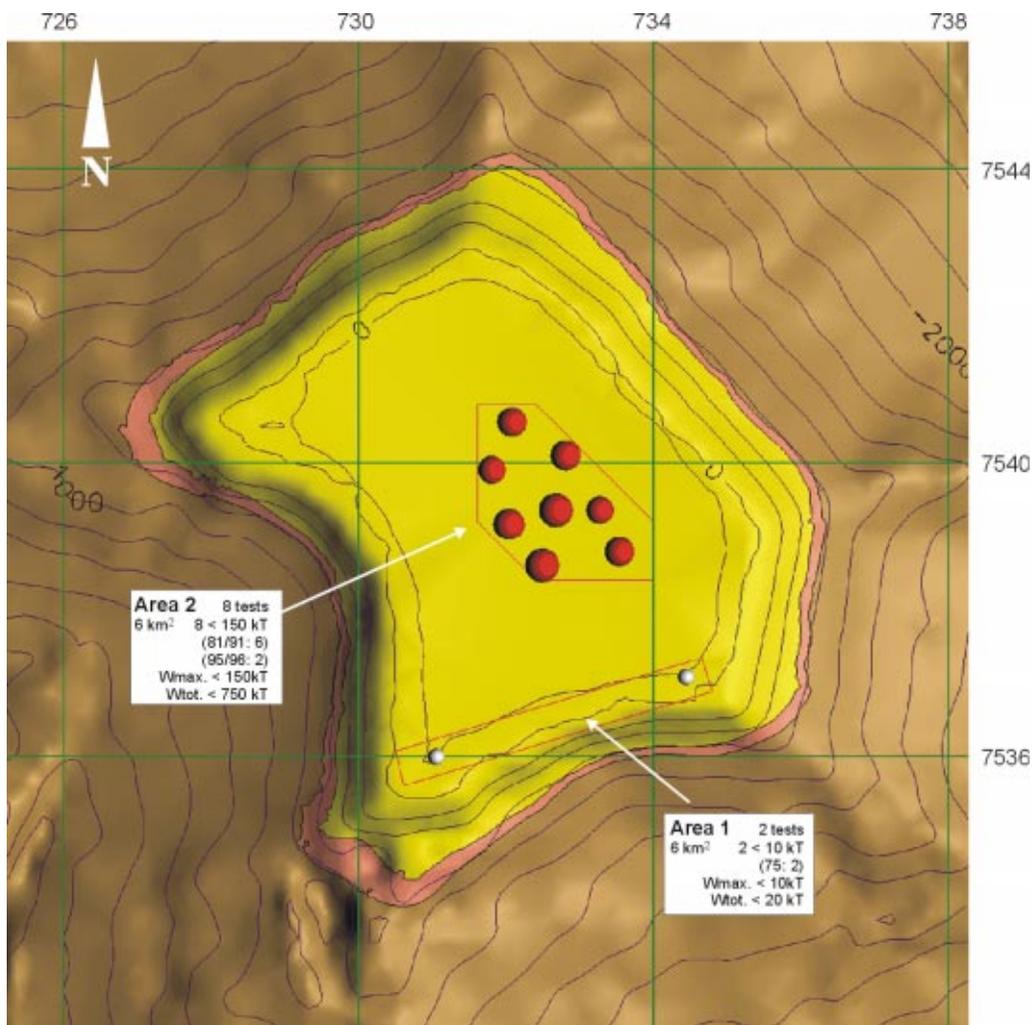


FIG. 1.12 Répartition des essais souterrains et de leurs énergies par zone d'essais à Fangataufa (fournie par le DIRCEN/CEA), sur laquelle est superposée une distribution hypothétique des localisations des essais dans les zones d'essais (les contours bathymétriques figurés autour des atolls sont séparés par des intervalles de 250 mètres jusqu'à la profondeur de 2 km sous la surface)



FIG. 1.13 Vue aérienne de la partie ouest de la zone d'essais 4 à Mururoa, prise en juillet 1996 (soit 16 ans après que les essais sur la couronne eurent cessé); la vue est prise de l'océan, en direction du lagon (remarquer que plusieurs sites d'essais et des zones affaissées à l'extrémité ouest de la zone d'essais 4 sont maintenant sous la mer; voir aussi Figure 2.23)

le Hoggar (voir Préface), et qui permet des investigations ultérieures par creusement de nouveaux tunnels dans les zones endommagées autour des sites d'explosion. De ce fait, il y a relativement peu d'informations détaillées disponibles sur ces zones dans le cas du massif basaltique des atolls. Dans ce contexte, il est surprenant qu'il n'ait pas été fait et décrit une utilisation plus soignée des enregistrements effectués en cours de forage.

Il apparaît qu'une attention insuffisante a été portée aux problèmes géomécaniques pendant les phases initiales du programme d'expérimentation souterraine au CEP. Il est aujourd'hui évident, comme il est montré dans les Chapitres 4 et 5 du Volume II du rapport de la CGI, que des effets non désirés notables, comme l'affaissement de parties de la couronne et les glissements des flancs, auraient pu être évités si les premiers essais avaient été placés plus loin des franges extérieures des atolls, c'est-à-dire sous leur partie centrale et à plus grande profondeur. De plus, on aurait pu éviter que certaines cheminées n'atteignent la zone de transition ou les calcaires proprement dit, comme cela est

arrivé au cours de 12 des essais de la période 1976-1980*. Pour deux autres des premiers essais (Nestor et Enée) la qualité de la couverture volcanique s'est avérée insuffisante pour empêcher une fuite précoce de radionucléides contenus dans la cheminée. Il faut reconnaître toutefois que cette lucidité est plus facile après coup ; on a d'ailleurs fait remarquer que, si l'on se plaçait du point de vue de la sécurité, il était intrinsèquement plus sûr d'opérer sur terre plutôt que dans le lagon - et incidemment beaucoup moins cher.

Clairement, les effondrements de pente de la couronne sud à Mururoa[†], les vagues[‡] qu'ils ont provoquées et l'apparition, détectée dans les années 70, d'une lente déformation permanente affectant un large domaine de la pente de la couronne nord-est à Mururoa[¶], rendirent impérative une révision complète de la stratégie d'expérimentation souterraine, le développement d'une technologie qui permette le forage de puits en grand diamètre (1,5 mètre) depuis des barges et des plates-formes opérant dans le lagon (Bouchez et Lecomte, 1996), et le basculement progressif de l'expérimentation du platier vers le lagon, qui a commencé en 1981[§]. L'importance de ces changements a été soulignée par la Commission Tazieff (Tazieff, 1982). A partir de 1987, tous les essais, à l'exception d'un petit essai en novembre 1989, ont été conduits sous les deux lagons. Ainsi, *depuis 1980, l'épaisseur minimale de couverture (volcanique) a été de 50 mètres puis, plus tard, de 100 mètres* (Document DIRCEN/CEA n° 6, Figure 7)^{||}.

A l'exception de deux cas dans lesquels la couverture volcanique était inadéquate (elle a été endommagée)** il apparaît que la totalité des 91 essais conduits depuis 1980 n'ont entraîné aucun des effets locaux non désirés expérimentés antérieurement. De ce point de vue, il est utile de répéter que tous les problèmes d'instabilité de pente et d'affaissements examinés au Volume II, Chapitres 4 et 5 et annexes associées, trouvent leur origine dans certains effets des campagnes d'essais antérieures à 1980, même s'il est clair que des accélérations temporaires des glissements de la couronne sud de Mururoa ont été déclenchées par des explosions ultérieures éloignées du rivage. De même, ni les essais CRTV ni les essais de Catégorie 2 n'ont eu de conséquences significatives du point de vue de la stabilité et ils n'ont eu que des conséquences négligeables du point de vue de l'hydrologie ou du relâchement de radionucléides (AIEA, 1998b).

* Voir Volume II, annexe C, Tableau C4, essais de catégorie 3 (CRTV).

[†] Nestor (mars 1977), Priam (novembre 1978), Tydée (juillet 1979).

[‡] Voir Volume II, Chapitre 5, et Document DIRCEN/CEA n° 7, Section VI.

[¶] Voir Volume II, Chapitre 5.

[§] Voir Volume II, annexe C.

^{||} Il s'agit des épaisseurs de dimensionnement avant essai, calculées sur la base de la profondeur réelle de l'essai dans le massif volcanique et de la hauteur prévue des cheminées déduite de la règle, donnée dans le Document DIRCEN/CEA n° 6 (page 6), qui fixe la hauteur de la cheminée en fonction de l'énergie du tir. L'épaisseur réelle de la couverture volcanique intacte au-dessus d'une cheminée n'était pas mesurée systématiquement dans les essais ultérieurs.

** Mègarée (novembre 1985), sous le lagon de Mururoa, et Lycos (novembre 1989), sous le lagon de Fangataufa (voir Volume II, annexe C, essais de Catégorie 2).

Les modifications graduelles dans la manière dont les essais ont été conduits (le choix de points zéros plus profonds, et plus largement espacés ; sous les deux lagons, plutôt qu'au voisinage des flancs des atolls) nous conduisent à conclure, même si les documents DIRCEN/CEA ne fournissent guère d'information à ce sujet, que l'équipe technique concernée a vraisemblablement analysé la situation qui se présentait à l'occasion de chaque nouvel essai avec une approche aussi prudente et objective qu'elle le pouvait.

La plus forte concentration d'énergie par unité de volume de roche a été relâchée dans la zone d'essais 4 de Mururoa, où l'on trouve les événements non désirés les plus sévères, suivie par la zone d'essais 2 du lagon de Fangataufa et les zones d'essais 6 et 7 du lagon de Mururoa. Le glissement lent limité dans la zone d'essais 1 de Mururoa ne peut être aussi facilement attribué à un relâchement important d'énergie (voir Volume II, Chapitre 5), sauf si l'on admet qu'il s'agit d'un processus latent qui a été déclenché et accéléré par des ondes de choc relativement faibles dans une couche sédimentaire peu résistante.

1.8 Questions principales

1.8.1 *Dompage mécanique local et stabilité à long terme du massif rocheux.*

Il est commode de développer les raisonnements pour le cas de la zone d'essais 4 de Mururoa, où la concentration des tirs effectués a été la plus grande. On peut déduire de la Figure 1.3, par des calculs très simples, en utilisant la linéarité de la relation entre les volumes et l'énergie de l'explosion lors d'un essai, que le volume total des cavités créées a été de 5 millions de m³ environ, le volume total des cheminées de l'ordre de 40 millions de m³ (0,04 km³) environ, le volume total de roche endommagée de l'ordre de 0,68 km³ et le volume total de roche inélastiquement déformée de l'ordre de 2,3 km³ ; ces valeurs supposent que ces tirs, qui totalisent une énergie libérée de 750 kt, ont des effets complètement indépendants les uns des autres. Le volume total de la couche de terrains dans laquelle les essais ont eu lieu peut être calculé en multipliant 8 km² par 600 mètres, soit environ 5 km³, en prenant en compte que tous les tirs ont été effectués entre 500 m et 1100 m de profondeur.

Nous ne connaissons ni la localisation précise de chaque tir ni leurs énergies, de sorte que nous ne sommes pas en mesure de calculer quel recouvrement peut exister entre les régions endommagées par les différents tirs ; la seule information dont nous disposons est une figure, fournie à Tahiti par le CEA, qui donne, pour les distances séparant les tirs les plus proches voisins, la proportion de ces espacements pour lesquels on peut attendre qu'ils conduisent à un recouvrement de 25% des zones fracturées. Comme la densité des tirs dans la zone d'essais 4 est plus grande que la moyenne, on peut attendre que la proportion conduisant à des recouvrements y soit aussi plus grande. Lorsqu'on remarque la régularité de l'implantation des sites de forage le long de la ligne du récif de corail dans la zone d'essais 4, on est en droit d'estimer que, au pire, ces régions fracturées forment

une ligne continue de 7 km de long placée immédiatement sous la couche carbonatée (voir Figure 1.6 du Volume II). Ce qu'on peut affirmer avec certitude c'est que l'essentiel des 5 km³ auxquels il est fait allusion dans le dernier paragraphe aura été déformé de manière anélastique. Jusqu'ici, nous n'avons utilisé que des considérations géométriques élémentaires sur l'emplacement de sphères à l'intérieur d'un volume donné.

Une autre question concerne les modifications de volume de la couche de 600 mètres d'épaisseur au sein de laquelle les cavités ont été créées. Si l'on suppose qu'il n'y a pas eu de changement de densité de la roche qui a été déplacée par l'explosion, la couche de basalte en question doit présenter un accroissement de volume de 5 000 000 m³. Si l'on suppose, au contraire, que le volume repoussé pour former les cavités doit se retrouver sous la forme d'un accroissement de la densité moyenne (diminution de porosité) des 5 kilomètres cubes de roche qui constituent cette couche (c'est-à-dire s'il n'y a pas de modification du volume global de la couche), alors la porosité moyenne a diminué de 0,1%. Si l'on suppose que le volume des cavités doit se retrouver sous la forme d'un soulèvement, réparti sur les 8 kilomètres carrés de « terre » qui surmontent la couche, on obtient une montée moyenne de 0,6 mètre ; on rappelle que le mouvement réellement observé est un affaissement compris entre 1 et 2 mètres. En supposant que la pente, qui constitue le flanc de l'atoll et délimite du côté de l'océan la couche dans laquelle les essais ont eu lieu, est simplement poussée en direction de l'océan, on obtient un déplacement horizontal moyen d'un mètre ; mais en raison des glissements qui ont affecté les pentes, nous n'avons pas de preuve qui permette de conclure quant à ce qui s'est effectivement passé.

Ces considérations géométriques très simples montrent qu'une compréhension plus approfondie des variations de volume (compaction ou dilatation), associées au passage de l'onde de choc à travers le basalte et les carbonates, est nécessaire avant que des conclusions fermes puissent être tirées des changements observés sur la frange extérieure de la zone d'essais 4 de Mururoa. Le Chapitre 3 du second volume du présent rapport développe une argumentation qui conteste les explications simples par lesquelles le DIRCEN explique les affaissements ; cet aspect sera repris dans la sous-section suivante.

La question qui vient alors est de savoir si les essais ont suffisamment déstabilisé la couche de carbonate pour qu'un effondrement structural puisse survenir. Il faut noter, d'abord, qu'à une profondeur moyenne de 800 mètres, la couronne érigée est confortée, du côté de l'océan, par une masse rocheuse volcanique ou sédimentaire qui présente une pente telle que les points de tirs soient distants de l'océan d'au moins un kilomètre suivant la direction horizontale ; du côté du lagon, la couche basaltique est continue jusqu'à la pente diamétralement opposée. Ainsi il est clair que la roche endommagée est entourée sur les côtés, et supportée par le dessous, par une roche basaltique saine qui n'a pas subi de déformation anélastique. Nous avons la conviction que même la masse rocheuse qui a été endommagée est aujourd'hui parfaitement capable d'assurer son propre équilibre et celui de la couche susjacente de carbonates, malgré le réseau très

étendu de cheminées et de fractures qui parcourent le volume en question. Le rôle de ce réseau pour l'hydrogéologie est discuté plus loin.

1.8.2 Affaissement de la surface

L'affaissement (ou subsidence) de la couronne de l'atoll, en particulier dans la zone d'essais 4, est la conséquence la plus immédiatement visible des campagnes d'essais (voir Figure 1.9). Des observations effectuées dans des sondages ont montré que la compaction résiduelle (réduction de porosité), et/ou la contraction verticale nécessaire pour conduire à l'affaissement de surface observé, sont réparties sur les 120 mètres supérieurs de la couche carbonatée. Comme montré plus haut, cet affaissement est de 2 mètres environ, si l'on tient compte de ce que la création des cavités a conduit à un soulèvement de 0,6 mètre. Deux mécanismes peuvent être invoqués pour expliquer cet affaissement : une réduction moyenne de la porosité de 1,5% dans la couche calcaire supérieure suffit à en rendre compte (les 2 mètres d'affaissement sont à rapporter à une épaisseur compactée de 120 mètres) sans qu'il soit nécessaire de faire appel à l'existence d'une déformation latérale ; alors qu'un déplacement latéral de 1 mètre environ des pentes du côté de l'océan conduirait au même résultat, sans qu'il soit nécessaire de faire appel à une variation de la porosité. En tout cas, un affaissement a toujours été observé au-dessus des sites d'essais (voir Figure 12 dans le document DIRCEN/CEA n° 7) de sorte qu'il est logique d'invoquer un mécanisme générique.

Les faits expérimentaux résultant de mesures directement disponibles ne sont pas conclusifs. Les documents DIRCEN/CEA n'explicitent pas complètement les raisons de leur choix, mais paraissent privilégier un mécanisme fondé uniquement sur l'effet de la compaction qui serait provoqué en partie directement par le passage de l'onde de compression, mais surtout par l'impact des écailles massives (il s'agit de plaques détachées par l'onde réfléchi par la surface du sol, qui est une onde de traction) qui retombent après leur vol balistique sur les couches carbonatées supérieures friables (voir Figures 7 à 9 de Bouchez et Lecomte (1996) et le texte qui suit page 69).

La CGI a trouvé cette explication insuffisante, parce que le massif carbonaté concerné est saturé (et l'était au moment des essais). Même si la matrice rocheuse était substantiellement endommagée par le passage de l'onde compressive et les ondes réfléchies de traction, le temps nécessaire pour expulser le volume de fluide contenu dans les pores (pour que la variation de porosité devienne effective) de la couche en question de 120 mètres d'épaisseur serait vraisemblablement long en comparaison de la durée assez brève qui caractérise l'affaissement des terrains observé. Comme mentionné plutôt, la CGI préfère un mécanisme alternatif fondé sur une déformation de distorsion rapide qui, en termes simples, implique une contraction verticale de la couche accompagnée d'une extension horizontale sans qu'il soit nécessaire d'invoquer une variation de porosité. La discussion est détaillée dans le Volume II, Chapitre 4 du présent rapport.

1.8.3 Instabilités des pentes

Les événements les plus spectaculaires survenus pendant les campagnes de tirs ont été les glissements, immédiats ou différés, affectant de larges fractions des pentes, observés entre 1977 et 1980, à l'extrémité occidentale de la zone d'essais 4 et au-delà (à Mururoa). Pour des détails voir le document DIRCEN/CEA n° 7, Chapitre 5. Une circonstance intéressante est que les régions dans lesquelles plusieurs des glissements les plus sévères sont survenus, notamment ceux associés à Tydée, n'étaient pas les plus proches des explosions expérimentales concernées (voir Figure 1.14). Leurs conséquences ont été des grandes vagues qui ont submergé la partie de la couronne voisine du lieu des glissements. On a émis l'hypothèse que ces phénomènes aient été accompagnés d'un relâchement rapide de radioactivité dans l'océan, et même que des phénomènes volcaniques aient pu être déclenchés par ces glissements.

Des mouvements de pente ont affecté la partie nord-est de la couronne, et notamment toute la zone d'essais 1 ; ils sont toujours surveillés. Pour l'instant, le processus paraît conforme à ce que l'on peut attendre, et le mouvement se ralentit, quoique en certains endroits des glissements futurs soient possibles. La réponse en fluage du calcaire crayeux, dans lequel les mouvements sont déjà apparus, n'est pas suffisamment bien comprise pour qu'il soit assuré que le ralentissement actuel du mouvement ne s'inversera pas pour conduire à une accélération - notamment déclenchée par un événement relativement mineur à d'autres égards. L'intensité des ondes de choc qui ont atteint la pente nord-est est plus faible que celle de leurs homologues dans la zone sud-ouest ; ceci peut expliquer que le mécanisme de rupture ne soit pas allé à son terme. Cependant la roche crayeuse présente dans le sous-sol de la zone nord-est est d'une nature particulière et présente des propriétés physiques distinctes, de sorte qu'il serait dangereux de généraliser trop rapidement des conclusions relatives à l'affaiblissement des pentes et à la rupture. Ce qui paraît clair est que les glissements ne concerneront pas les roches du substrat volcanique et seront de la même nature générale que ceux survenus ailleurs dans le voisinage de la couronne dans la zone d'essais 4. La Figure 1.15 donne un résumé simplifié des divers effets d'un essai sous la couronne d'un atoll.

On peut proposer diverses explications pour les glissements qui sont survenus. Les facteurs pris en considération comprennent :

- 1° la médiocrité intrinsèque des caractéristiques du matériau, en partie détritique, qui constitue les pentes concernées ;
- 2° la forte inclinaison de la pente dans les parties supérieures des flancs de l'atoll (c'est-à-dire que les pentes sont dans une situation proche de l'effondrement) ;
- 3° un écaillage possible, analogue aux phénomènes observés sur les parties horizontales à la surface de l'atoll, ou, plus probablement, une rupture en traction associée à des déformations relativement petites dans la direction de propagation de l'onde ;
- 4° une conversion d'une partie de l'énergie de l'onde sous la forme d'une onde de



FIG. 1.14 Vue aérienne montrant le région sous-marine de Mururoa qui a été affectée par l'effondrement consécutif à Tydée (la localisation présumée du tir Tydée et les limites de la zone effondrée ont été ajoutées par la CGI) [photographies fournies par le DIRCEN/CEA]

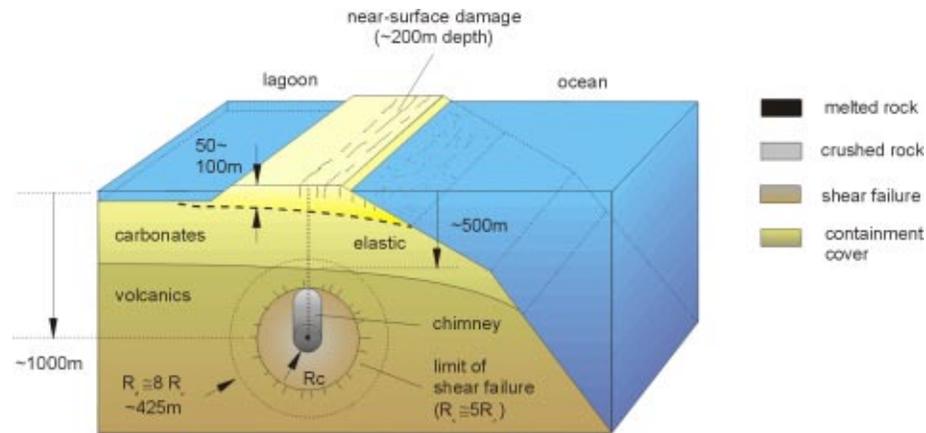


FIG. 1.15 Résumé simplifié des dommages dus à une explosion supposée de 150 kt

surface (à l'interface entre l'océan et le récif) dont l'intensité maximale survient en un point distinct du point correspondant à l'incidence normale de l'onde de compression ; et

- 5° un mouvement latéral (horizontal) affectant les couches supérieures carbonatées (calcaires) lorsque l'onde de choc atteint les parties immergées du récif, comme cela a été décrit plus haut à propos de l'affaissement.

Des calculs avec des hypothèses simples (réalisés pour la CGI), décrivant une onde de compression atteignant une pente régulière, uniformément plane, constituée d'une roche homogène, conduisent à la conclusion que la rupture surviendra, à condition que l'intensité de l'onde soit suffisamment forte ou que la résistance de la roche soit suffisamment faible, dans la partie de la pente la plus proche du centre de l'explosion.

Pendant certains des glissements majeurs sont survenus à plus grande distance du centre de l'explosion et la CGI a été amenée à conclure que des variations locales dans la topographie des pentes et les propriétés des roches devaient être à l'origine de ces événements qui seraient autrement paradoxaux. Ces questions ont été discutées en plus grand détail dans le Chapitre 5 du Volume II du présent rapport. On y a analysé le processus de mise en mouvement de la pente dans la zone d'essais 1 en s'efforçant de tenir compte, de manière plus réaliste qu'il n'est fait dans les documents DIRCEN/CEA,

- (a) du processus concomitant d'affaissement ;
- (b) de l'amorce et de la localisation des surfaces de glissement ;
- (c) des contributions des explosions successives ;
- (d) du caractère tri-dimensionnel du mécanisme ; et
- (e) des conséquences pour le futur.

La poursuite d'une surveillance continue est évidemment nécessaire ; même une alerte provoquée par une accélération du glissement pendant quelques jours autoriserait les autorités locales à prévenir les bateaux et les habitants des atolls habités les plus proches.

1.8.4 Accroissement des phénomènes convectifs et conséquences pour le transport des substances radioactives de l'emplacement des tirs vers la biosphère

On a fait allusion à cette question dans une section précédente. Le plus grand risque de relâchement rapide de radionucléides dans l'environnement est associé aux essais, qui sont tous des essais de sécurité (conduits avec des explosifs conventionnels, et non destinés à déclencher une réaction nucléaire), effectués dans la couche carbonatée, où les perméabilités naturelles sont les plus grandes. Pour les essais complètement confinés par le basalte (c'est-à-dire les essais dans lesquels les cheminées n'ont pas atteint l'interface entre le basalte ou la zone de transition avec les couches plus perméables), les dangers de relâchement rapide sont négligeables, même si ces relâchements croîtraient à long terme. En ce qui concerne les essais, également conduits dans le basalte, pour lesquels les cheminées ont atteint les carbonates, un relâchement précoce de radioactivité a dû survenir pendant la première dizaine d'années après les tirs, c'est-à-dire un intervalle de temps aujourd'hui déjà écoulé pour la plupart des tirs. Un relâchement précoce a dû survenir, avant qu'un panache d'eau chaude engendré par l'explosion n'atteigne la surface, ou pendant qu'il l'atteignait, et ce relâchement aurait dû être détecté à la surface du sol ou au fond du lagon. Les documents DIRCEN/CEA ne sont pas très précis à ce sujet, en partie parce qu'ils concluent qu'un relâchement rapide de tout le tritium mobile ne constituait pas un risque aux conséquences importantes et en partie parce que l'adsorption des isotopes à vie longue et les plus toxiques, sur les surfaces de la porosité de la roche, aurait différé les effets du processus de transport par convection de ces isotopes vers la surface assez longtemps pour que les bouffées chaudes se soient dissipées.

Des calculs ont été entrepris par la CGI pour confirmer et généraliser les estimations que le DIRCEN/CEA a faites de la convection globale avant et après les campagnes de tirs. Il n'y a pas d'effet global significatif des explosions à l'échelle de l'atoll, en ce sens que le volume total d'eau océanique qui entre dans l'atoll puis qui ressort dans les lagons est virtuellement inchangé, et que les distributions de température sont peu affectées. Cette conclusion peut être clairement tirée même s'il subsiste une incertitude considérable quant aux détails du mécanisme de convection réel. Cependant, là où la surface de la couronne s'est affaissée, dans les régions de plus grande densité de tirs, ou là où des glissements substantiels sont survenus, des changements considérables des circulations de fluide dans les pores sont apparus ; les effets de la marée ont changé à une échelle locale.

La CGI a également réalisé des calculs pour étudier les effets de plus court terme qui résultent du relâchement d'une grande quantité d'énergie et de la formation de la cheminée. Ces calculs confirment, qualitativement, les conclusions du DIRCEN/CEA, même

si l'étendue des distributions possibles de valeurs de la perméabilité après tir, compatibles avec les observations et les prévisions mécaniques, est si large, que des prédictions quantitatives précises ne peuvent être espérées. Les observations utilisées comportent les temps de remplissage des cavités par l'eau du massif environnant, les mesures de pression corrélées avec les marées, les profils verticaux de température (sondage Zoe) et les mesures de traceurs à des profondeurs et instants différents.

Une observation intéressante est que le transport vertical des fluides, et donc des traceurs radioactifs, observé dans plusieurs puits (environ 5) de Mururoa, forés en relation avec les campagnes de tirs mais non utilisés et laissés ouverts, peut ne pas être négligeable en comparaison du transport à travers le massif rocheux entre les puits, même si l'aire des sections horizontales des puits forés est négligeable en comparaison de l'extension surfacique horizontale totale de la zone d'influence de chaque explosion. La raison en est que les vitesses verticales dans un puits, engendrées par le mécanisme convectif, peuvent être de plusieurs ordres de grandeurs supérieures aux vitesses d'écoulement homologues dans le massif rocheux.

Dans le cas d'une explosion de grande énergie (100 kt) à Fangataufa (Lycos), un relâchement de tritium, clairement lié à cette explosion, a été détecté si rapidement après celle-ci qu'on ne peut en trouver une explication que dans la présence d'un chenal hydrauliquement très conducteur reliant la cavité créée par l'explosion et la couche karstique dans laquelle le tritium a été détecté. Quatre événements de ce type au moins sont survenus à Mururoa (voir Volume II, annexe C).

Des anomalies de cette nature ne sont pas surprenantes dans un massif non homogène de grande dimension. Les calculs classiques réalisés pour de grands massifs rocheux supposent que l'écoulement du fluide poreux est régi par une propriété de la roche appelée perméabilité, qui résulte d'une approximation continue du comportement hydraulique du réseau global très complexe de connections entre les pores de la roche. Pour que les prévisions fondées sur cette notion de perméabilité soient pertinentes et réalistes, il faut que les vitesses prédites soient entendues comme des valeurs moyennes qui n'ont de sens que pour des aires ou des volumes grands en comparaison des dimensions des structures géométriques (pores, chenaux, fractures) qui sont à l'origine de la connectivité du milieu poreux. Dans la pratique, il y aura inévitablement des grandes structures (fractures majeures, conduits et chenaux karstiques, couches poreuses de grande conductivité) qui traverseront la région que l'on s'efforce de modéliser ; elles auront un effet global significatif, sinon dominant. Les valeurs de la perméabilité qui doivent être utilisées dans de tels cas se révéleront, en conséquence, dépendre à la fois des dimensions de la région en question (l'échelle des longueurs est typiquement de 1 km dans le cas des atolls) et des dimensions (typiquement de 10 à 15 mètres dans le cas du logiciel utilisé) des plus petits volumes individualisés dans les simulations numériques. Ceci reste vrai même si les propriétés de la roche sont exactement connues jusqu'à une très petite (1 mm) échelle de longueur.

Dans le cas des deux atolls qui nous préoccupent, nos connaissances sont affectées d'une grande incertitude : nous savons qu'il y aura des variations statistiques autour de n'importe quelle valeur moyenne, mais l'information quantitative à ce sujet n'est pas abondante ; nous avons des raisons de penser qu'il y aura des régions dont la conductivité hydraulique sera largement supérieure à la moyenne, mais nous ne pouvons pas les localiser précisément par rapport à l'emplacement d'un tir donné. Dans cette mesure, tous les résultats des calculs réalisés par le DIRCEN et la CGI sont indicatifs plutôt qu'exactes. Un exemple est fourni par la perméabilité accrue dans les diverses couches karstiques (dont l'existence est avérée quantitativement par les venues d'eau pendant les opérations de forage). Cette perméabilité plus forte des karsts explique que l'essentiel du flux ascendant d'eau salée sous les lagons provient de l'eau de mer qui se déplace horizontalement le long de ces couches, et que seule une faible fraction de ce flux provient du basalte sous-jacent. Dans ces couches perméables, les effets des marées sont clairement ressentis. La différence entre les effets du relâchement de la radioactivité confiné dans le basalte et les mêmes effets survenant dans les carbonates (ou, après que ceux-ci sont directement atteints) réside dans cette différence entre les échelles de temps caractéristiques de la circulation dans le basalte et les carbonates respectivement.

Dans le cas du transport du tritium, traceur passif, il y a un effet supplémentaire de dispersion cinématique, associé aux variations de vitesses, à l'échelle des pores, dans le massif poreux ; cet effet est particulièrement significatif dans des roches inhomogènes ou hautement fracturées, et est grandement renforcé par les mouvements induits par les marées océaniques. Une théorie cohérente fondée sur l'hypothèse de mélange complet dans les carbonates peut être trouvée au Volume II, Chapitre 7 du présent rapport.

1.9 Résumé des résultats, conclusions et recommandations

L'essentiel du résumé qui suit est une conséquence presque immédiate de ce qui a été exposé dans les sections précédentes de ce bref compte rendu. Quand des résultats ou conclusions complémentaires sont mentionnés, ils ont été intégrés pour reproduire ceux donnés dans la version complète du présent rapport (Volume II).

- 1° Environ 5% du volume total de roches volcaniques compris entre 500 mètres et 1500 mètres de profondeur sous la surface, à Mururoa aussi bien qu'à Fangataufa, a été endommagé du fait des essais nucléaires souterrains. Il n'y a eu aucun endommagement au-delà de 1500 mètres de profondeur.

Une partie des premiers essais, conduits sous la couronne de Mururoa, ont produit un endommagement des roches carbonatées depuis le sol jusqu'à une profondeur de 200 mètres, en entraînant des affaissements de surface visibles qui atteignent jusqu'à 2 mètres ; ces effets concernent environ 3% du volume total des couches carbonatées.

- 2° Associés à l'endommagement des carbonates dans la couronne sud-ouest de Mururoa, on constate un ensemble de glissements de pentes sous-marines, dont la plus grande intéresse quelques $0,1 \text{ km}^3$ de matériaux principalement détritiques. Sur la pente nord-est de Mururoa, une déformation de fluage permanente s'est prolongée pendant presque deux décennies ; elle se manifeste par de longues fractures ouvertes de surface, parallèles à la couronne, présentes à la fois du côté du lagon et du côté de l'océan. Des fractures analogues se sont développées sur la couronne nord-est de Fangataufa.
- 3° Ces affaissements et fractures dans les carbonates n'affectent pas le massif volcanique sous-jacent avec lequel elles ne sont pas en communication ; elles sont particulières aux portions des carbonates les moins résistantes, ou constituant la couronne émergée.
- 4° A l'exception de la pente nord-est de Mururoa, qui se déforme encore par fluage (avec une vitesse qui décroît au cours du temps) et peut-être (à un moindre degré) de la pente nord-est de Fangataufa (voir Recommandation 14, ci-dessous), les deux atolls sont partout stables et les soubassements volcaniques sont structurellement sains ; les cavités et cheminées, remplies de déblais, supportent efficacement les couches sus-jacentes.
- 5° Il n'y a eu d'impact à long terme (500 - 10 000 ans) sur l'hydrologie globale d'aucun des deux atolls.
- 6° Les augmentations de température au voisinage du centre de chacune des explosions ont entraîné des accroissements détectables de la vitesse ascendante de l'eau souterraine. Cet accroissement est particulièrement marqué dans les cas où la cheminée atteint les carbonates. Les accroissements de la vitesse de l'eau s'effaceront avec le temps, et les effets de la température seront imperceptibles après 500 ans. Si l'on revient sur les questions posées dans le Tableau 1.1, on peut plus particulièrement conclure :
- 7° Il n'y aura pas, à Mururoa et Fangataufa, de nouvel affaissement (ou subsidence) majeur que l'on puisse attribuer aux campagnes d'essais. Il n'y a eu, et il n'y aura, aucun danger de volcanisme induit.
- 8° Un ou plusieurs grands effondrements sous-marins pourraient affecter les flancs de la couronne nord-est de Mururoa, intéressant un volume total de matériaux qui pourrait atteindre $0,6 \text{ km}^3$. (Les mouvements des pentes dans cette région sont surveillés de près de sorte qu'on disposerait d'une alerte adéquate en cas d'accélération du fluage). Des glissements analogues sont envisageables sur la couronne nord-est de Fangataufa, mais ils n'ont pas fait l'objet de surveillance. Aucun nouveau glissement ne doit être attendu dans la couronne sud-ouest de Fangataufa, où de tels glissements sont déjà survenus.

- 9° On n'a pas créé de fractures majeures s'enfonçant profondément à l'intérieur des atolls, et les fractures visibles à la surface ne s'étendent pas jusqu'au massif volcanique.
- 10° L'hydrologie des atolls n'a pas été modifiée de manière durable. Les radionucléides produits par la plupart des explosions nucléaires réalisées sont toujours convenablement confinés par une couverture suffisante de roches volcaniques relativement imperméables. Les explosions effectuées dans les carbonates, ou les explosions qui ont engendré des cheminées ou des zones endommagées atteignant les carbonates, ont donné lieu à des relâchements précoces, mais qui ne présentent pas un risque significatif pour l'environnement, de tritium, strontium et césium, dans les portions inférieures des carbonates (et donc dans le lagon et l'océan).
- 11° Les modifications, mentionnées plus haut en 1. et 2., qui sont survenues, n'ont pas une importance supérieure à celle des modifications naturelles, telles que la baisse du niveau de la mer due aux glaciations, ou la croissance et la régression du corail, que l'on doit attendre à moyen terme à Mururoa et Fangataufa. Les atolls de corail se développent en permanence ; l'expérience historique montre que des changements topographiques, bien plus grands que ceux que l'on peut attribuer à la série d'essais, surviennent quand on considère de longues périodes de temps. On sait que des événements isolés de la même ampleur que les glissements provoqués à Mururoa surviennent périodiquement.
- 12° Dans les régions peuplées du reste du monde, des changements de l'hydrologie et de la topographie, plus importants en termes quantitatifs, ont été induits par des activités humaines banales (et nécessaires) telles que l'agriculture de grande échelle, l'activité minière ou la construction des villes.
- 13° Il est recommandé que le système actuel d'instrumentation destiné à mesurer les déformations futures de la région nord-est de Mururoa soit maintenu et surveillé pendant les 20 prochaines années (ou jusqu'à l'apparition d'un effondrement, si celui-ci survenait pendant cette période), afin qu'il informe en temps utile de l'imminence possible d'un effondrement.
- 14° Il est recommandé que les informations complémentaires qui ont conduit le DIR-CEN/CEA à conclure que le fluage observé dans le nord-est de Fangataufa était stabilisé soient rendues publiques, avec l'objectif d'obtenir une évaluation indépendante du danger que des glissements sous-marins plus importants ne surviennent dans cette région.
- 15° Il est recommandé que les observations relatives au relâchement de radionucléides dans les carbonates inférieurs et dans les lagons de Mururoa et Fangataufa soient poursuivies, et que des études complémentaires analytiques et numériques soient menées afin de parvenir à une meilleure explication du mélange intensif d'eaux souterraines observé dans les carbonates.

Enfin, on note que les six essais de la campagne 1995/1996 ont tous été tirés dans le massif volcanique des parties centrales des atolls. Quoiqu'aucun détail spécifique concernant ces essais n'ait été fourni à l'I.G.C., il est clair que ces essais évitaient les risques de rupture dans les pentes associés aux essais sous la couronne. La poursuite de la surveillance du tritium relâché dans les carbonates des deux atolls devrait permettre d'évaluer si le confinement des essais est effectif.

Chapitre 2

PRÉSENTATION D'ENSEMBLE

2.1 Introduction

Ce chapitre présente un compte rendu synoptique des résultats obtenus par la Commission Géologique Internationale (CGI) au cours de ses investigations techniques. Cette présentation d'ensemble ne suit pas exactement l'ordre des chapitres ; elle cherche plutôt à présenter les résultats de la CGI d'une manière globale. Ce compte rendu est complété par des illustrations graphiques et des commentaires qui visent à informer le lecteur des considérations sous-jacentes qui ont influencé les orientations données aux investigations. Il répond aussi à des préoccupations qui, quoiqu'elles ne soient pas mentionnées explicitement dans les Chapitres 2 à 7*, se sont faites jour au cours d'autres examens techniques ou publics des essais nucléaires de Mururoa et Fangataufa. Une section intitulée « Résultats, Conclusions et Recommandations » était initialement placée à la fin du présent chapitre ; toutefois, en raison de l'intérêt de cette section pour le lecteur, elle précède maintenant la Présentation d'Ensemble, en tant que résumé indépendant.

2.2 Formation des atolls

On se représente en général les atolls de Mururoa et Fangataufa, dans le Pacifique Sud, comme d'étroites bandes de récif corallien, larges de quelques mètres, s'élevant à 2 ou 3 mètres à peine au-dessus de l'océan, et délimitant un lagon. Les tempêtes les plus sévères peuvent créer des vagues qui submergent complètement les récifs.

Si l'on enlève, par la pensée, l'océan qui les recouvre (Figures 2.1.b, 2.2.b), ces structures fragiles se révèlent n'être que la limite supérieure de ce qui est, en fait, une montagne sous-marine de roches basaltiques, d'origine volcanique, surmontée de 300 à 500 mètres de calcaire, ou carbonates, s'élevant à plus de 4 kilomètres au dessus de la croûte terrestre, au fond de l'océan.

Ces édifices ont été formés il y a quelques 10 à 12 millions d'années, quand la plaque crustale est passée au-dessus d'un réservoir de magma fondu, ou « point chaud », qui, après avoir ouvert des fractures dans la croûte, s'est déversé et accumulé sur le fond de l'océan, créant des montagnes marines volcaniques qui, à leur développement maximum, s'élevaient à plus d'un kilomètre au-dessus de l'océan -avec une allure très proche

*Tous les Chapitres 2-7 et annexes cités dans cette Présentation d'Ensemble font partie du Volume II.

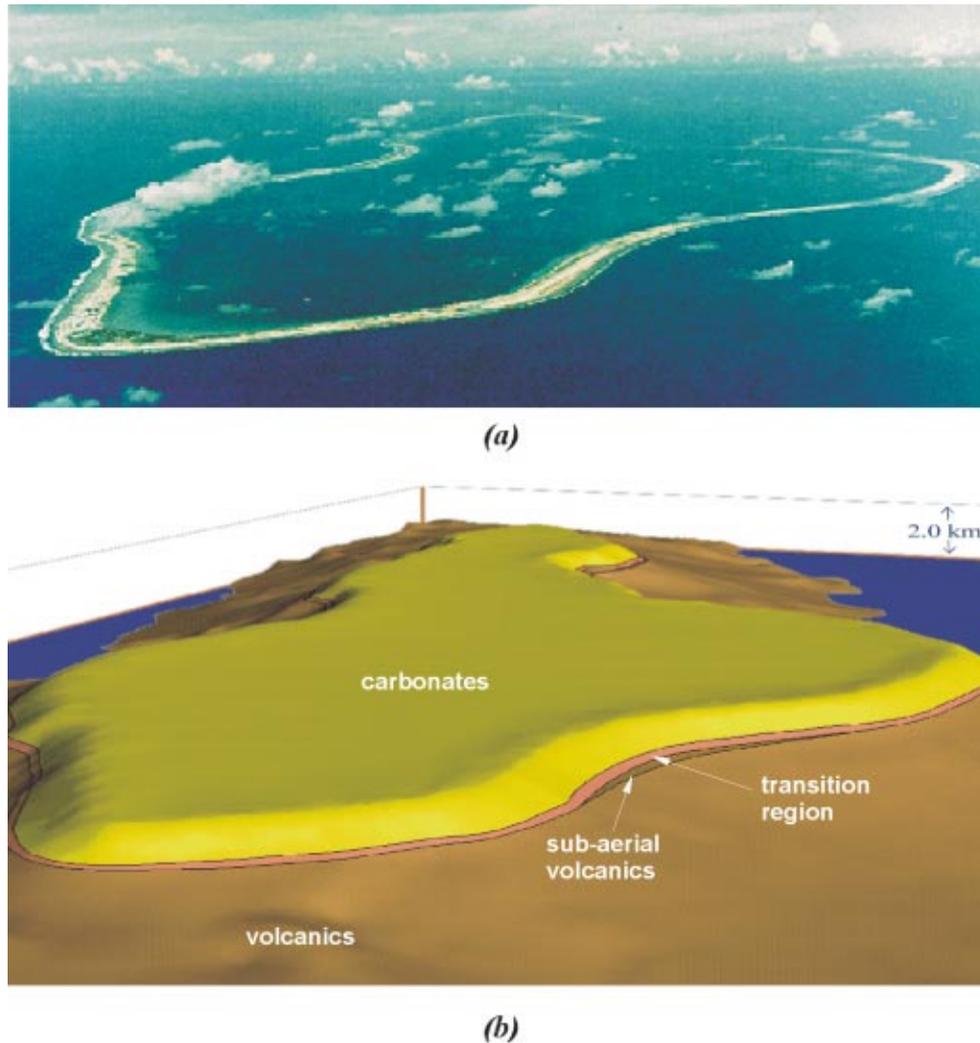
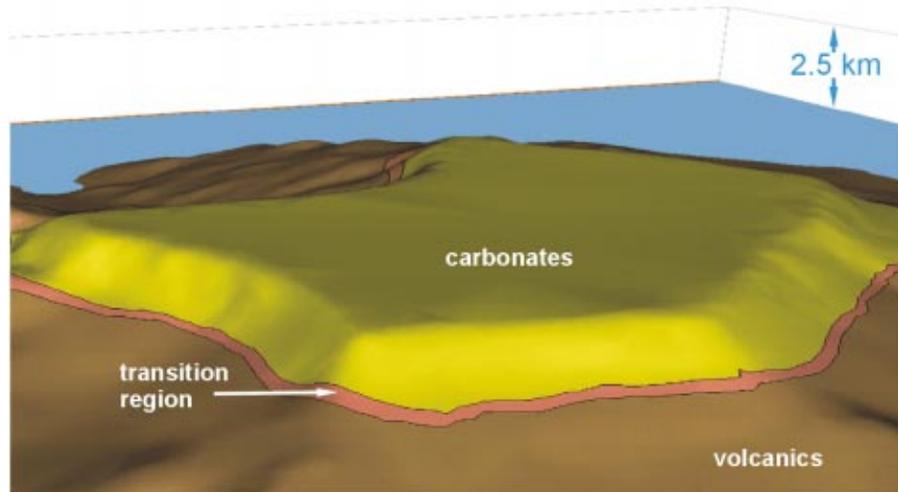


FIG. 2.1 Mururoa : (a) vue aérienne (b) vue bathymétrique (depuis le même point d'observation) jusqu'à une profondeur de 2,0 km (le massif volcanique - « volcanics/fg-est surmonté par les carbonates ; la perspective est orientée dans la direction sud-ouest (S 65° O, altitude 21° au-dessus de l'horizon) avec la zone d'essais 1 (voir Figure 2.17) au premier plan)



(a)



(b)

FIG. 2.2 Fangataufa : (a) vue aérienne (b) vue bathymétrique (depuis le même point d'observation) jusqu'à une profondeur de 2,5 km (Les flancs descendent beaucoup plus brutalement à Fangataufa qu'à Mururoa ; le massif volcanique - « volcanics » - est surmonté par les carbonates ; la perspective est orientée vers l'ouest (N 68° W, altitude 27° au-dessus de l'horizon) avec la zone d'essais 1 sur la partie gauche du récif



FIG. 2.3 Vue aérienne de Mehetia

de celle de l'île de Mehetia aujourd'hui (Figure 2.3). La lave produite par le volcan change de nature quand les écoulements sous-marins profonds font place à des dépôts moins profonds, à des explosions aériennes de cendre volcanique et, finalement, à des écoulements de lave sur l'îlot émergé.

L'activité volcanique s'arrêta après 1 à 2 millions d'années, quand la plaque, au cours de son mouvement, s'éloigna de l'influence du point chaud. Le matériel solide d'origine volcanique se refroidit graduellement et se consolide, provoquant un affaissement lent de la montagne dans l'océan. Le corail et les algues, fixés à la surface du massif rocheux qui s'affaisse, forment alors un tablier extérieur de roches carbonatées, qui se développe latéralement dans les 50 à 60 mètres d'océan dans lesquels pénètre la lumière du soleil. Finalement, quand l'île est proche d'être submergée, la croissance du corail se généralise pour couvrir toute sa surface, et pour produire ce qui est maintenant sa couverture carbonatée. Une discussion plus complète du processus de construction de l'atoll est donnée au Chapitre 2.

Au cours de la dizaine de millions d'années qui nous sépare de la fin de leur activité, les deux îles ont dérivé de plus de 1000 km (avec une moyenne d'environ 11 cm par

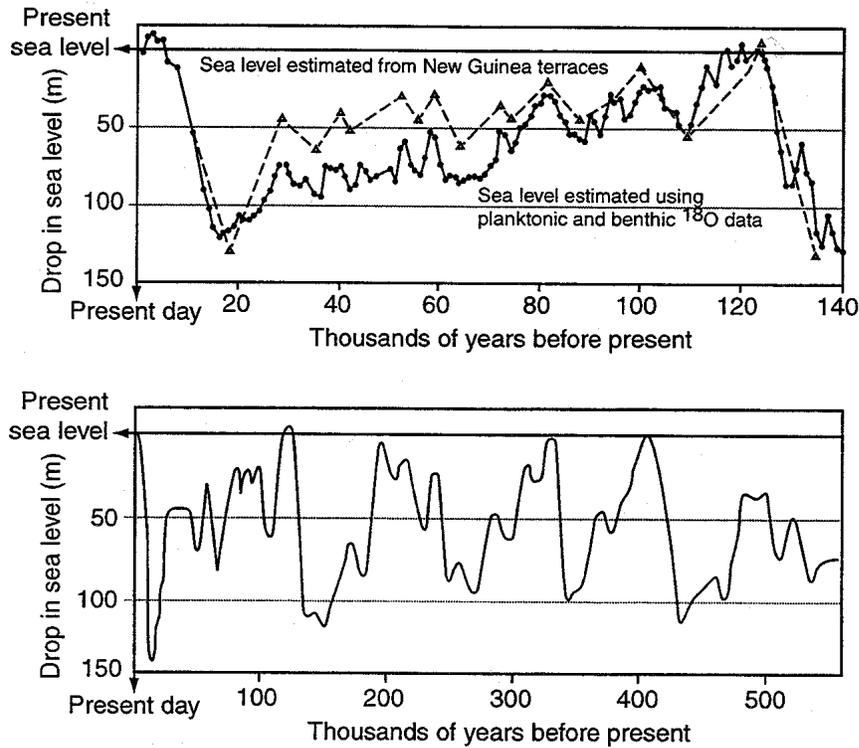


FIG. 2.4 Variations du niveau de l'océan au cours des 500.000 dernières années (en haut : Shackleton (1987), en bas : Lalou *et al.* (1988)

an) vers le nord-est du point chaud, qui est maintenant situé à 70 km au sud-est de l'île Pitcairn. Aujourd'hui, Mururoa et Fangataufa sont des volcans éteints, très éloignés de leur source magmatique (et donc, par nature, ne peuvent être réactivés).

L'affaissement progressif et lent a été interrompu par des cycles de glaciation mondiale, aux âges glaciaires, qui ont produit une descente relativement rapide du niveau de l'océan, qui a pu atteindre jusqu'à 150 mètres (Figure 2.4). L'île a de nouveau été émergée, et l'îlot carbonaté a été exposé aux effets des éléments, notamment les chutes de pluie (et les processus associés d'altération, de dissolution et de précipitation). Avec la fin de la période glaciaire, l'île de nouveau submergée redevient saturée en eau de mer.

Il y a à peu près 3000 ans, le passage d'une période chaude au climat actuel plus froid a produit une descente de 3 mètres environ du niveau de l'océan (Figure 2.4), qui explique l'élévation actuelle du récif au-dessus de la mer. Les accrétions coralliennes sont incapables de se développer beaucoup au-dessus du niveau de la mer, et se sont étendues horizontalement. Comme ces accrétions sont relativement fragiles, l'extension horizontale se limite d'elle-même, et les accrétions peuvent s'effondrer périodiquement,

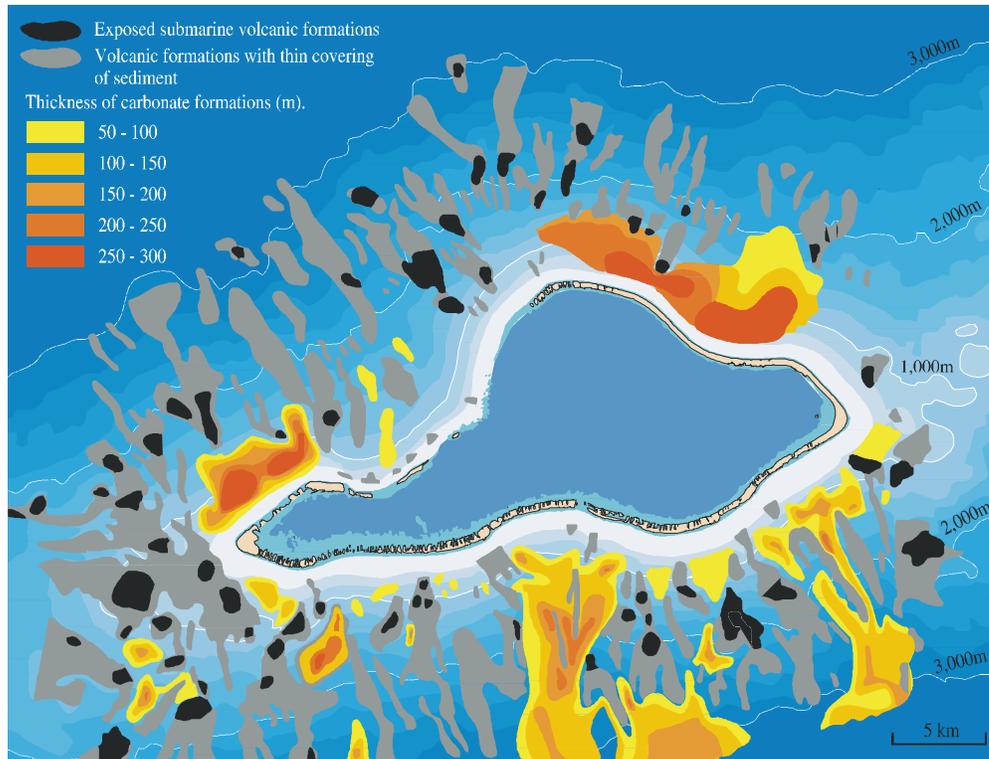


FIG. 2.5 Distribution des dépôts sédimentaires et des affleurements sous-marins sur les flancs de l'atoll de Mururoa (Guille *et al.* 1996, Figure 23)

sous leur propre poids ou sous l'effet d'excitations sismiques -ayant pour origine un tremblement de terre éloigné. La Figure 2.5 montre des accumulations de sédiments érodés et effondrés présentes autour des atolls jusqu'à des profondeurs de plus de deux kilomètres. Des instabilités plus récentes des pentes, effondrements et déplacements de la surface, conséquences des explosions souterraines, sont discutées en détail dans les Chapitres 3 et 4, et plus brièvement aux sections 2.5.3 et 2.5.4 de cette Présentation d'Ensemble.

La Figure 2.6 montre des coupes géologiques schématisées des deux atolls qui utilisent les résultats de campagnes sismiques et de forages carottés d'exploration. On doit noter que les épaisseurs réelles des différentes formations sont bien moindres que celles représentées sur les coupes, dont l'échelle verticale a été considérablement exagérée.

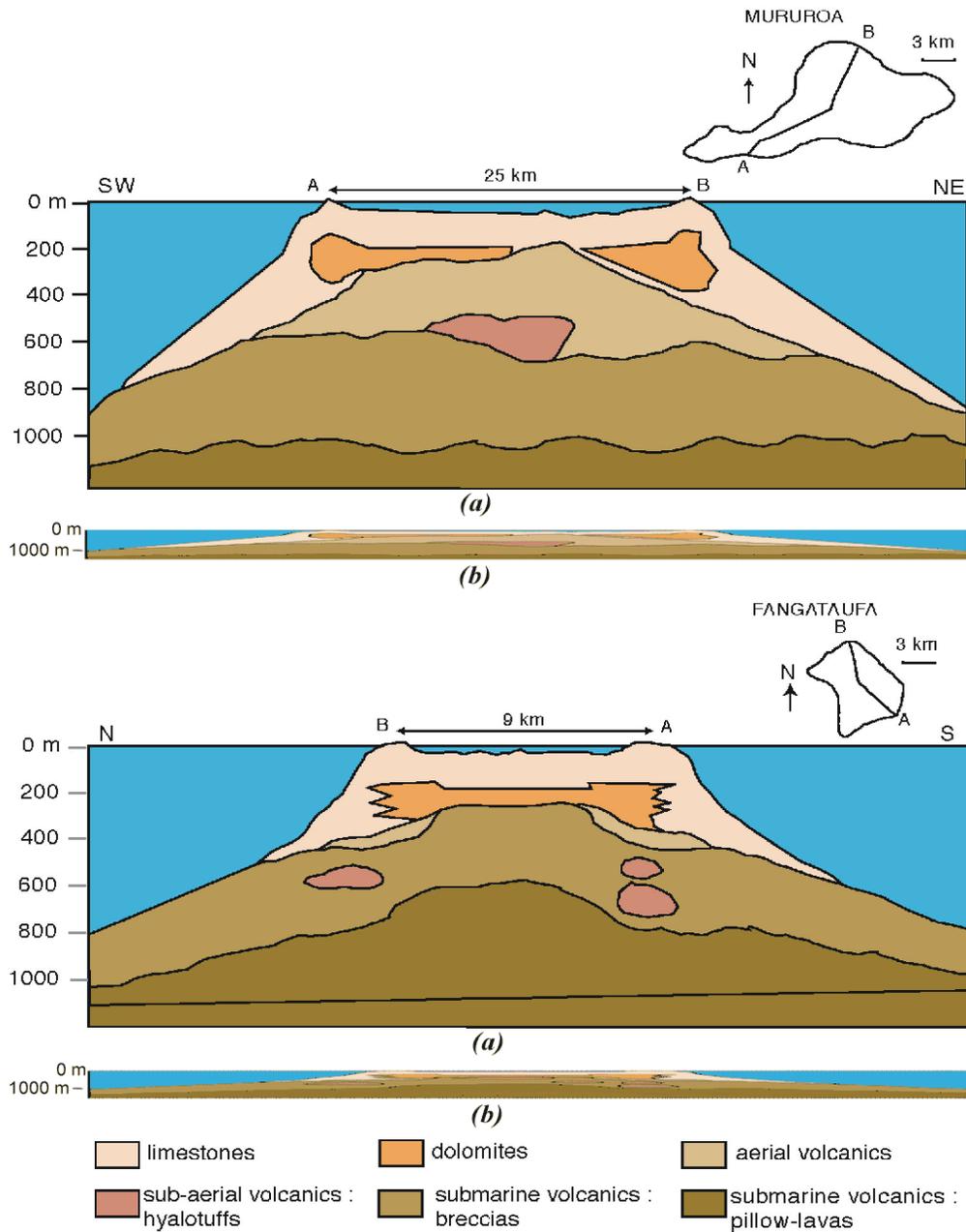


FIG. 2.6 Lithologie schématique de Mururoa et Fangataufa (modifié d'après Buigues, 1997; voir aussi Figures 2.5-2.8), les épaisseurs verticales sont exagérées d'un facteur 10 environ (a) et d'un facteur 2 (b). (Les dessins avec les mêmes échelles verticales et horizontales sont trop « aplatis » pour permettre une interprétation.)

2.3 Mécanique d'une explosion nucléaire souterraine

Avant d'examiner les effets des explosions nucléaires souterraines sur la stabilité et l'hydrogéologie des atolls, il est nécessaire de se faire une image correcte de la manière dont l'énergie relâchée par une explosion nucléaire répartit ses effets au sein de la masse rocheuse autour du point de tir. L'énergie produite ou simplement « énergie » d'une explosion nucléaire est généralement exprimée en termes d'énergie équivalente qui serait dégagée par l'explosif chimique TNT (trinitrotoluène) [Ainsi, on considère qu'une explosion nucléaire de 100 kt dégage autant d'énergie ($4,18 \cdot 10^{14}$ joules[†]) que cent mille tonnes de TNT]. Cependant, les effets d'une explosion nucléaire sur le massif rocheux ne peuvent être considérés comme une simple transposition, à une échelle considérablement plus grande, des effets d'une explosion chimique. Le caractère pratiquement instantané d'une réaction nucléaire, et la vitesse énormément plus élevée à laquelle l'énergie nucléaire est engendrée à l'instant initial, introduisent des particularités qui rendent l'explosion nucléaire fondamentalement distincte de l'explosion chimique. L'énergie explosive d'origine chimique est dégagée à une vitesse qui est déterminée par la célérité de la détonation, qui est du même ordre de grandeur que la célérité du son dans l'explosif - en général un peu moins que 10 kilomètres par seconde. L'énergie nucléaire est engendrée à la vitesse des radiations électromagnétiques, qui se compare plutôt à la célérité de la lumière (300 000 kilomètres par seconde). Les pressions et températures initiales de l'explosion nucléaire (c'est-à-dire, dans la chambre initiale d'essai) sont aussi, en conséquence, beaucoup plus grandes, de l'ordre de 10^6 MPa et 10^6 K, ou plus.

Le déclenchement de l'explosion dans le conteneur donne naissance à la boule de feu, qui fait fondre et se vaporiser instantanément la roche (et la chambre qui contient l'engin[‡]). Le rayon de la zone vaporisée est de l'ordre de 2 mètres pour une énergie de 1 kt[¶] (ce rayon est celui de la cavité initiale, noté r_i , utilisé dans les calculs discutés au Chapitre 3 et sur la Figure 2.7). Ce rayon r_i (Figure 2.9a) est à peu près proportionnel à la racine cubique de l'énergie de l'explosion Y (c'est-à-dire $r_i \propto Y^{1/3}$).

[†]Où 10^{14} calories d'énergie thermique ($4,18$ joules est l'équivalent mécanique de 1 calorie). L'énergie effectivement relâchée par une explosion de TNT varie quelque peu autour de la valeur « moyenne » supposée (10^{12} calories/kt) en fonction de plusieurs facteurs, tels que la densité initiale de la charge et la nature du milieu environnant (confinant), par exemple air ou roche.

[‡]Au Centre d'Essai du Pacifique (CEP) le volume de la partie du conteneur qui reçoit l'engin est de 1 mètre cube environ. L'« explosif » nucléaire proprement dit, qui peut avoir une énergie s'élevant jusqu'à 150 000 tonnes (cette énergie est limitée par le Threshold Test Ban Treaty, voir Préface), n'occupe qu'une petite fraction de ce volume. Un mètre cube de TNT (dont la densité est 1,65) aurait une énergie de moins de 2 tonnes. (Une liste de tous les essais souterrains réalisés au CEP, dont tous étaient inférieurs à 150 kt, peut être trouvée dans l'annexe C du présent rapport, version anglaise).

[¶]Le rayon de cette zone augmente comme $Y^{1/3}$, où Y est l'énergie de l'explosion. De ce fait, le volume de cette zone instantanément vaporisée augmente en proportion directe de l'énergie. Les pressions et températures initiales dans cette zone sont, pour l'essentiel, constantes, c'est-à-dire indépendantes de l'énergie du tir.

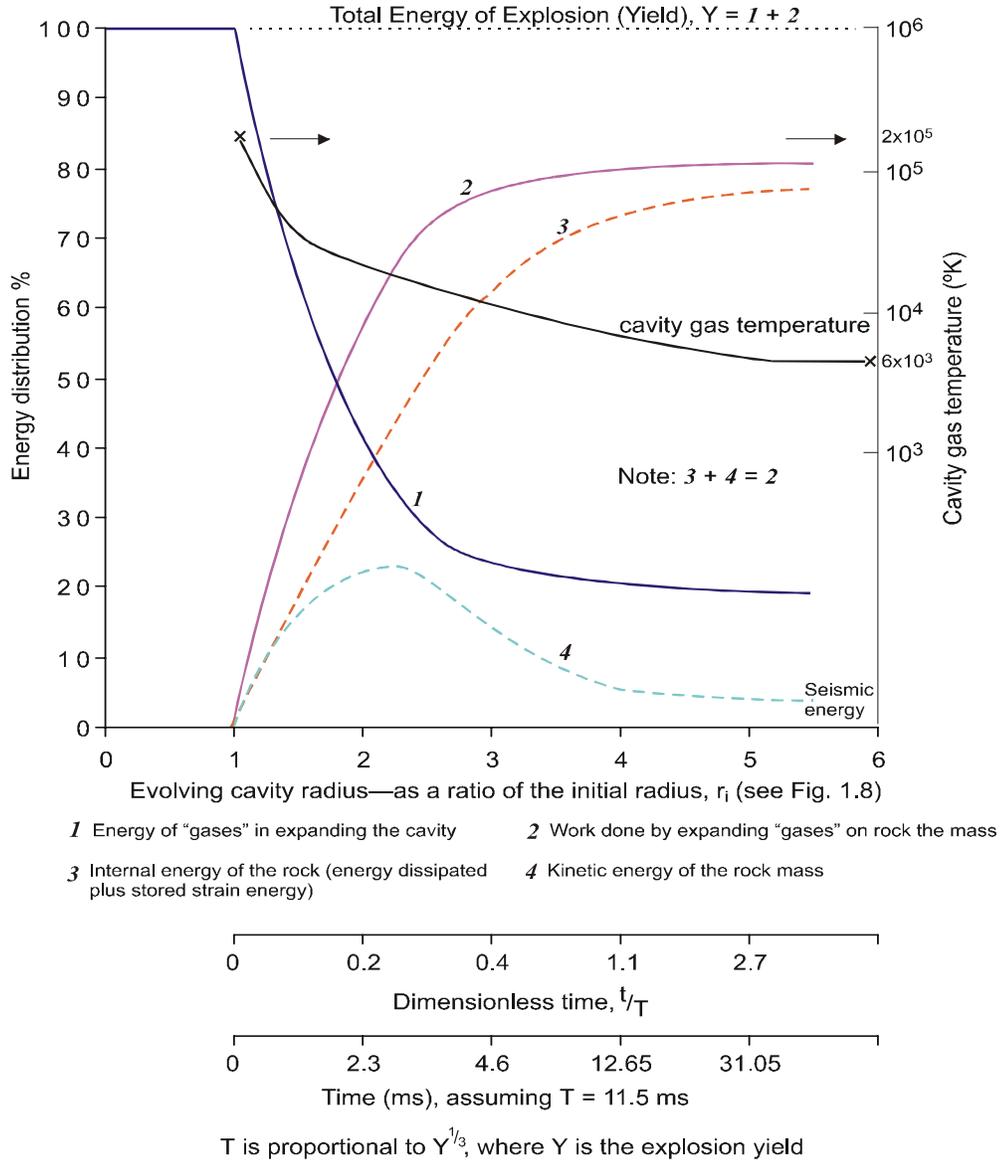


FIG. 2.7 Répartition de l'énergie dégagée par une explosion pendant les premières phases d'expansion de la cavité (Notes : (i) l'estimation du rayon final de la cavité dans le massif volcanique, soit $R_c \approx 6 r_i$, résulte des calculs du Chapitre 3 ; (ii) cette répartition relative aux premières phases de l'expansion ne prend pas en compte une dissipation éventuelle de l'énergie. Si l'on excepte les faibles quantités produites d'énergie sismique et élastique (principalement relâchée lors du rebond de la cavité) toute l'énergie de l'explosion est en fait dissipée dans le voisinage de la cavité.)

La création pratiquement instantanée, au sein du massif rocheux, de « gaz » à haute pression (provenant de la roche vaporisée et du matériau constituant le conteneur) produit un chargement mécanique des parois de la cavité initiale par un choc de haute intensité (Figure 2.8). La Figure 2.9 illustre le développement de cette cavité dans le cas d'une énergie de 1 kt. Une onde de choc divergente à symétrie sphérique commence à se propager dans le massif rocheux. Au début, au voisinage immédiat de la cavité instantanément créée et remplie de gaz, le front du choc vaporise la roche puis, quand il a progressé dans le massif, fait fondre la roche. Selon Bouchez et Lecomte (1996) cent tonnes de roche environ sont vaporisées et deux cent dix tonnes environ sont fondues (par kt d'énergie) pendant les étapes ultérieures du chargement par le choc et de l'expansion de la cavité (Figures 2.9c et 2.9d).

Deux caractéristiques importantes de ce chargement doivent être notées.

- 1° La vitesse de chargement est si rapide que la roche est intensément comprimée au sein d'une coque sphérique relativement peu épaisse. L'effet est physiquement équivalent, pour la roche contenue dans cette coque, au « fromage » dans une matrice extérieure infiniment rigide (c'est-à-dire non déformable). De ce fait, la roche est soumise à une compression dans toutes les directions de l'espace (tangentielle aussi bien que radialement). Ainsi, pendant cette phase du processus explosif, il n'existe pas de possibilité de création ou propagation de fissure en extension.[§]
- 2° L'intensité de l'onde de choc entraîne dans le massif rocheux des processus hautement dissipatifs - c'est-à-dire qu'une large part de l'énergie explosive est absorbée par la roche dans une zone limitée à une courte distance de la source de l'explosion. Ceci est illustré sur la Figure 2.7, qui représente des résultats des analyses du Chapitre 3. On y voit que près de 70% de l'énergie de l'explosion est transférée du gaz (à forte pression et haute température) à la roche dans un temps de l'ordre de trois millisecondes. La plus grande part de cette énergie est transférée au massif rocheux sous forme d'« énergie interne ». Même si cela inclut un peu d'énergie de déformation élastique, la part élastique est vraisemblablement petite. Il apparaît donc qu'une large fraction de l'énergie d'une explosion nucléaire souterraine serait dissipée en déformation anélastique et en chaleur très près de la source explosive. Il résulte des analyses présentées au Chapitre 3 que plus de 90% de l'énergie de l'explosion est dissipée à l'intérieur d'une sphère de rayon $5R_c$, et

[§]C'est pour cette raison que la lave fondue, qui contient la très grande majorité des radionucléides engendrés par l'explosion, ou les radionucléides présents sous forme gazeuse ou vaporisée, ne s'échappent pas dans le massif rocheux et restent piégés dans la cavité. La lave fondue se solidifie ultérieurement, emprisonnant les radionucléides. Selon Bouchez et Lecomte (1996), 98% des éléments de demi-vie supérieure à 30 ans sont piégés initialement dans la lave. Les radionucléides peuvent devenir partiellement accessibles à une dissolution et à un transport par l'eau souterraine au fur et à mesure que la lave se désintègre au cours des centaines et milliers de siècles ultérieurs.

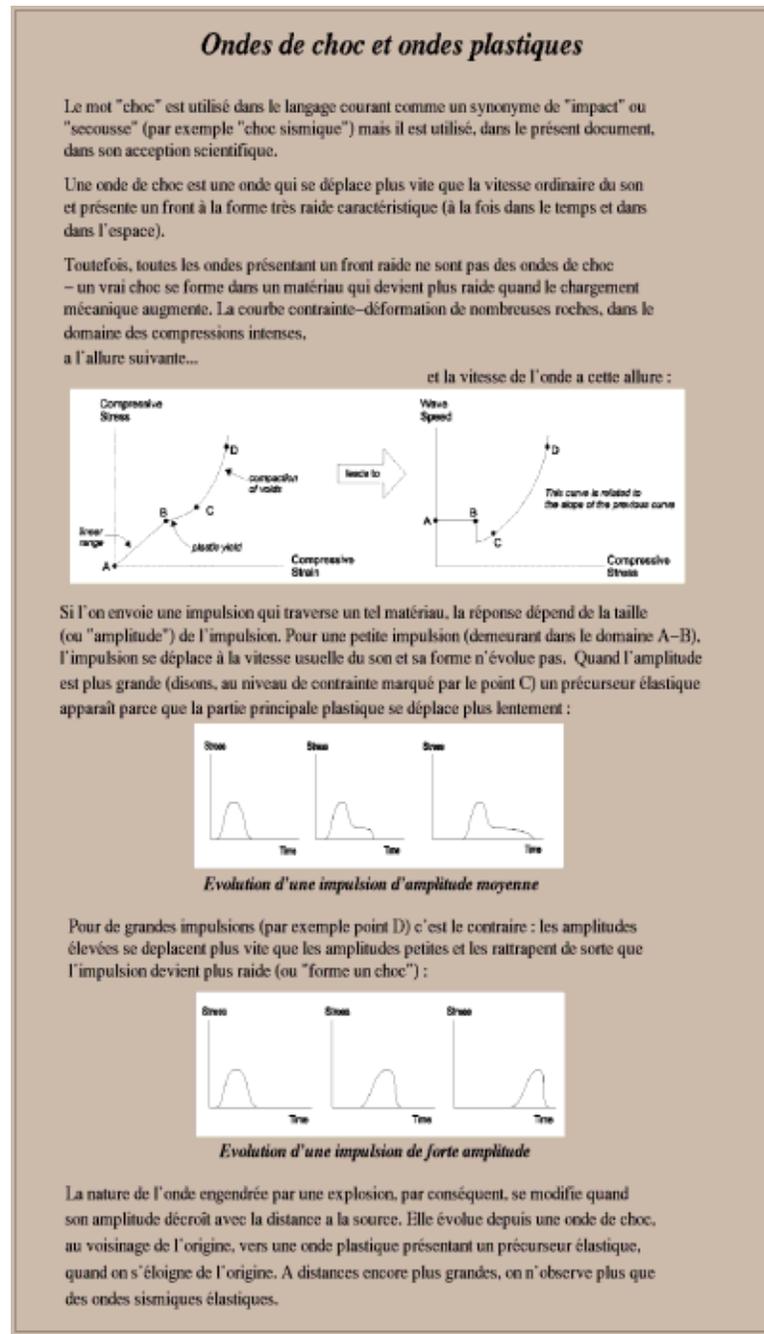


FIG. 2.8 Ondes de chocs et ondes plastiques

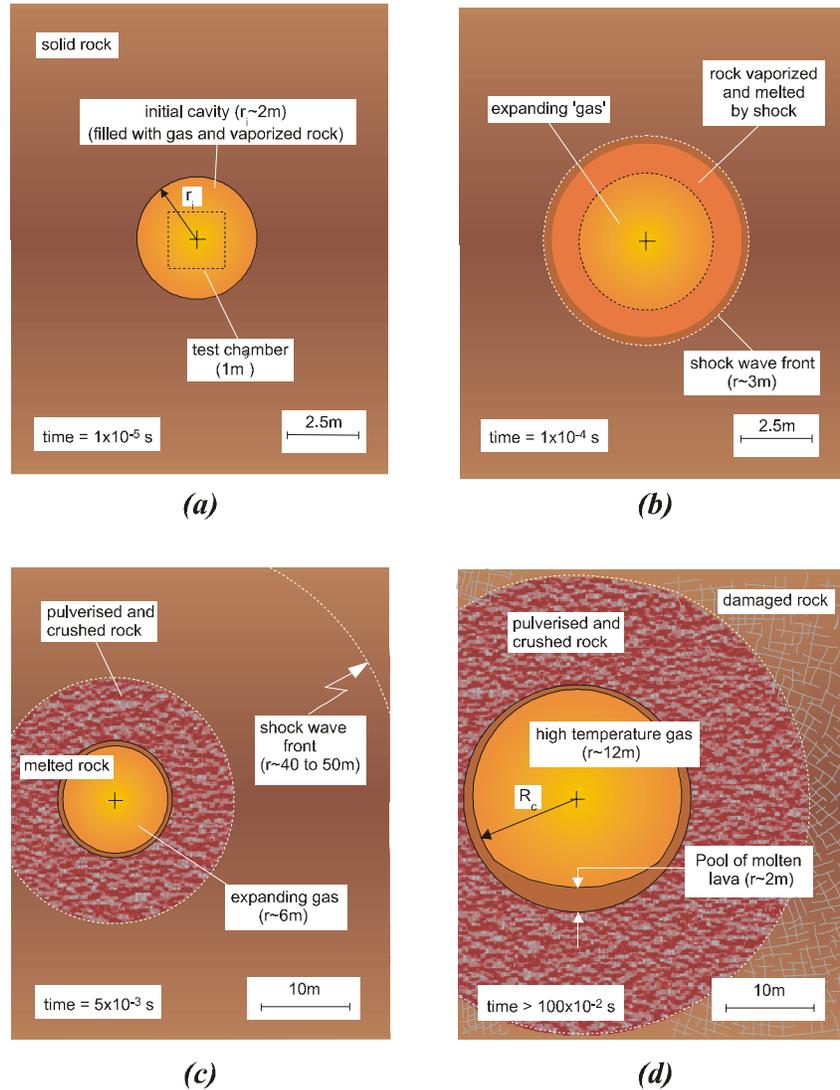


FIG. 2.9 Etapes de la formation de la cavité et de son développement pendant une explosion nucléaire (Note : r_c est le rayon de la sphère vaporisée « instantanément » ; $r_c \approx 2$ mètres pour une explosion de 1 kt) ; étapes ultérieures de l'expansion de la cavité (jusqu'à sa taille finale) et endommagement associé du massif rocheux pendant une explosion nucléaire (Note : R_c est le rayon final de la cavité complètement développée. $R_c \approx 12$ mètres pour une explosion de 1 kt (peu profonde) dans les atolls ; à plus grande profondeur $R_c \approx 10$ mètres pour une explosion de 1 kt)

plus de 95% à l'intérieur d'une sphère de rayon $10R_c$, où R_c est le rayon final de la cavité résultant de l'explosion (voir Figure 2.10).

Comme il a été noté plus haut, l'intensité du chargement initial par choc est suffisante pour produire une fusion directement au front du choc. Immédiatement au-delà de la cavité initiale (de rayon r_i) la pression moyenne de l'onde de choc dans le régime « hydrodynamique » est tellement supérieure à la résistance au cisaillement de la roche que la roche se comporte pour l'essentiel comme un fluide (visqueux). Au-delà de ce « rayon de fusion de la matrice solide »,

...l'eau interstitielle est vaporisée sur quelques mètres de distance. En se détendant, la vapeur à haute pression fait éclater la matrice qui se divise en fines particules. Lors de l'expansion ultérieure de la cavité sous l'effet de la poussée des gaz, une partie de cette zone de roche broyée est recompactée et partiellement frittée. Elle forme une coquille à faible perméabilité autour de la cavité (Bouchez et Lecomte, 1996, p.42).

Ceci suggère la possibilité que, bien que soumise à une déformation anélastique intense, la roche dans cette région pourrait être renforcée (« écrouie ») par le passage du choc. Des observations montrant que la roche au voisinage de la paroi de la cavité paraît intacte, avec des propriétés élastiques et une résistance substantielles, ont été faites au site d'essai du Nevada (Nevada Test Site) au cours d'investigations au moyen de galeries creusées après l'essai dans le voisinage immédiat de la cavité produite par l'explosion - c'est-à-dire dans la région $2R_c > R > R_c$. De telles investigations de grande échelle après essai n'ont pas été conduites à Mururoa ou Fangataufa.

Quand la pression moyenne au front du choc décline, en raison à la fois de l'atténuation (provoquée par la très forte dissipation) et de la croissance de l'aire du front de choc radialement divergent, le front initialement très raide se dégrade progressivement, et la roche est moins intensément endommagée. Au-delà d'un rayon de l'ordre de 8 à $10 R_c$, plus aucun dommage n'est infligé au massif rocheux[¶].

La Figure 2.10 tente d'illustrer les évolutions de la nature de l'endommagement de la roche que l'on peut attendre, en fonction des distances à l'explosion, à la suite du passage de l'onde de choc. En réalité, bien sûr, les zones d'endommagement ne sont pas délimitées aussi nettement. Cependant, toute fracture induite dans le voisinage immédiat de l'explosion sera une fracture en cisaillement, produite par le glissement l'une sur l'autre des surfaces de la fracture sous l'effet d'un chargement compressif. Il ne s'agit pas de fractures radiales en extension, qui sont typiques des situations de chargement dynamique, dans lesquelles la contrainte nette (déviatorique) tangentielle est une traction (comme cela arrive quand le temps de montée de l'onde explosive est beaucoup plus long que dans le cas d'une explosion nucléaire), ou des situations de chargement par une pression appliquée de manière quasi statique dans la cavité.

[¶] À l'exception des fractures horizontales qui sont ouvertes par les contraintes de traction engendrées par les réflexions d'onde aux interfaces entre roches dures et roches plus tendres. De telles ouvertures dues aux fractures sont fréquemment observées lors des forages qui suivent les essais.

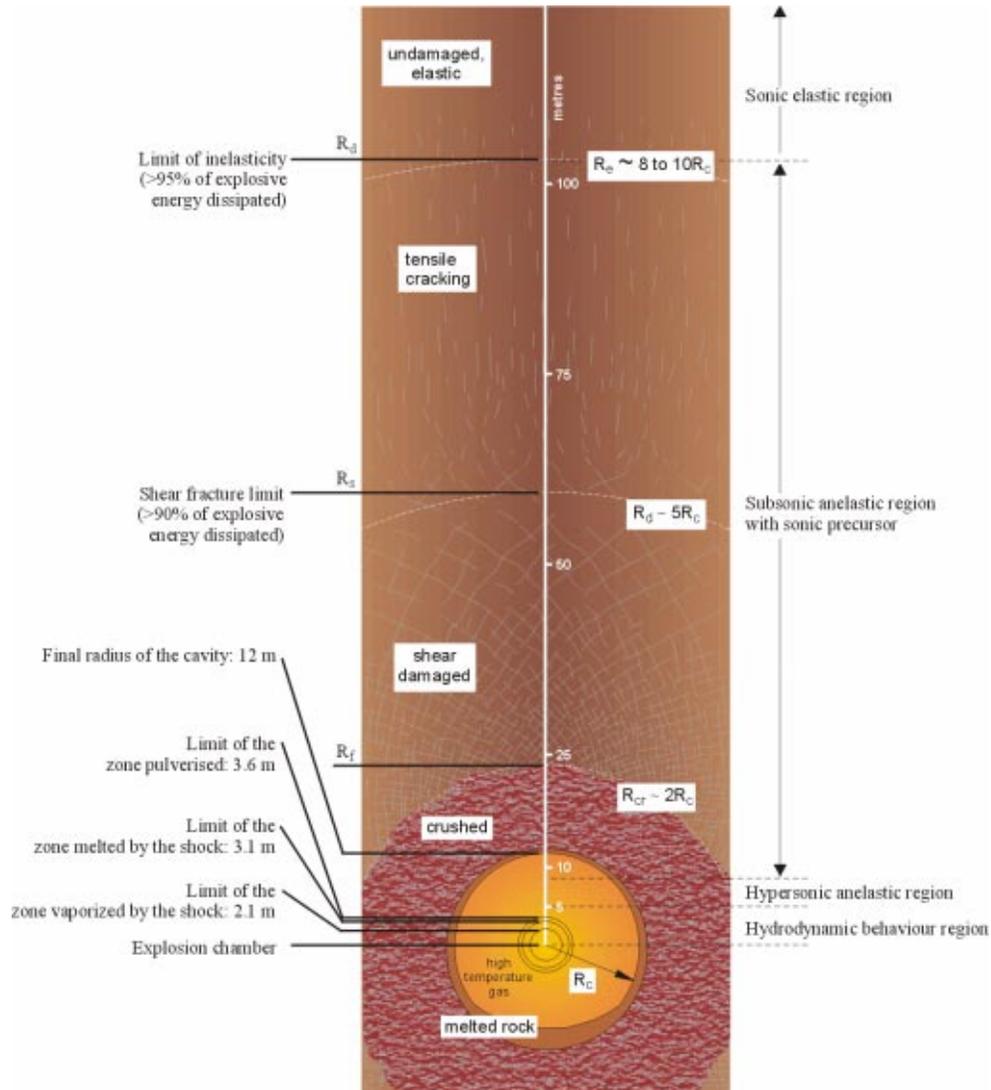


FIG. 2.10 Zones d'endommagement présumées autour d'une cavité créée par une explosion nucléaire de 1 kt dans les basaltes à Mururoa et Fangataufa (les rayons de zones endommagées sont exprimés comme des multiples du rayon final R_c de la cavité, qui augmente proportionnellement à $Y^{1/3}$, où Y est l'énergie de l'explosion en kt) [modifié d'après Bouchez et Lecomte (1996) ; voir aussi Figure 3.7]

À plus grandes distances de la cavité, quand le front du choc (Figure 2.10) s'est considérablement dégradé (de telle sorte que, dans l'onde, la contrainte moyenne est devenue du même ordre de grandeur que la contrainte déviatorique, et que le temps de montée de l'onde est devenu plus long), une certaine fracturation radiale apparaîtra, provoquée par une traction tangentielle associée à la compression radiale transportée par l'onde. Plus loin encore, les fractures se dégradent en fissures, induites par les inhomogénéités préexistantes qui engendrent des tractions localisées dans la roche (comme on l'observe au cours du chargement en compression d'une éprouvette de roche soumise à une contrainte de confinement faible ou nulle). Ces fissures demeurent vraisemblablement non connectées, et sont réparties dans toute la masse rocheuse, quoique des fractures préexistantes puissent aussi croître. Dès lors, les fractures formées pendant le passage de l'onde de choc divergente ne forment vraisemblablement pas de passages connectés reliant la cavité à la masse rocheuse restée « non endommagée ». C'est dans la région la plus périphérique, où l'amplitude de l'onde approche de la limite sous laquelle elle se propage « sismiquement » (c'est-à-dire sans endommagement de la roche), que les petites inhomogénéités, dans la résistance de la roche et les contraintes en place, acquièrent de l'importance parce qu'elles contrôlent l'extension des fractures.

Dans les atolls, la contrainte horizontale in situ est moins grande que la contrainte verticale (voir Chapitre 2, section 2.6) de sorte que les fractures radiales tendront à se propager préférentiellement vers le haut, dans la direction verticale. On doit noter cependant que les fractures produites par l'onde divergente ne sont pas remplies de fluide sous pression, comme ce serait le cas si les gaz de la cavité y pénétraient directement, créant alors une situation analogue à celle rencontrée dans plusieurs situations réelles - par exemple dans le chargement mécanique par explosifs chimiques (de faible intensité), dans la technique de la fracturation hydraulique (utilisée pour stimuler la production dans les champs de pétrole), ou dans le développement de dykes volcaniques par intrusion de magma fondu. D'ailleurs, la structure en couches subhorizontales du massif volcanique tend à inhiber la propagation de fractures verticales.

Des mécanismes possibles d'extension des fractures par mise en pression de la cavité par des fluides à haute pression sont discutés à l'annexe D.

La formation d'une cavité de 12 mètres de rayon par une explosion nucléaire de 1 kt est achevée, pour l'essentiel, dans le dixième de seconde qui suit l'explosion. Ceci correspond à une vitesse moyenne de croissance du rayon de la cavité supérieure à 400 km/h ! Les vitesses initiales sont considérablement plus fortes encore, car le dixième de seconde évoqué inclut la phase de décélération qui accompagne l'arrêt de l'expansion de la cavité. Des énergies d'explosion plus grandes impliquent des vitesses elles aussi plus grandes (voir Figure 2.7). Comme le rayon final de la cavité (R_c) et la durée de la croissance de la cavité augmentent tous deux proportionnellement à Y , où Y est l'énergie de l'explosion, la vitesse de dilatation de la cavité est largement indépendante de l'énergie. Comme il y a très peu d'augmentation de la densité de la roche consécutive à

l'explosion, presque tout le volume de cavité créé doit se retrouver sous la forme d'une déformation (rapide) de la roche qui demeure élastique, à l'extérieur de la zone endommagée. Au cours de cette déformation élastique, la roche emmagasine une énergie qui est relâchée, ou déchargée, quand la pression du gaz dans la cavité chute jusqu'à, voire en-dessous de, la pression atmosphérique. La cavité «rebondit» vers l'intérieur, et une compression tangentielle, qui tend à refermer la cavité, est induite sur le pourtour de la paroi de la cavité. Ces compressions tangentielles, qui forment la «cage de contraintes», accroissent l'étanchéité de toutes les fractures dans la zone endommagée autour de la cavité.

Il paraît probable, cependant, en raison de la fracturation naturelle qui affecte le massif volcanique à Mururoa et Fangataufa, que l'effet de cage de contraintes soit faible. Ce sujet est discuté à l'annexe E.

En même temps que le gaz refroidit, la pression du gaz dans la cavité décroît continûment au cours du temps et, après quelques minutes ou quelques heures, quand la pression de la cavité est descendue en-dessous de la valeur de la pression lithostatique (pression imposée par le poids des roches surincombantes) le toit commence à s'effondrer dans la cavité. Typiquement, l'effondrement se poursuit jusqu'à ce que le volume de morceaux cassés, ou «foudroyage», ait suffisamment progressé pour que sa hauteur atteigne 4 à 8 fois la valeur du rayon de la cavité originelle - c'est-à-dire jusqu'au moment où le volume de la cavité originelle s'est redistribué sous forme de porosité du foudroyage (voir annexe I). Les Figures H.1 et H.2 montrent quelques valeurs observées de la hauteur de la cheminée (H_c) en fonction du rayon de la cavité (R_c) [ou, de manière équivalente, en fonction de l'énergie du tir (Y)]. Une valeur de $H_c = 5R_c$ a été supposée dans la plupart des calculs présentés dans le rapport de la CGI.

2.4 Essais nucléaires sur les atolls

Des essais nucléaires atmosphériques, sur les atolls ou dans leur voisinage, ont été conduits de 1966 à 1974, date à laquelle ils ont été abandonnés en faveur d'essais souterrains dans les atolls. Les essais souterrains se sont échelonnés de 1975 à 1991, et ont repris de 1995 à 1996 (une liste complète des essais souterrains est donnée à l'annexe C, version anglaise du rapport). Les engins nucléaires ont été tirés dans les roches volcaniques, au fond de puits de 1,5 mètre de diamètre, forés jusqu'à une profondeur totale variant de 500 mètres jusqu'à 1100 mètres environ, selon l'énergie attendue de l'explosion. A l'origine, le choix des emplacements des sites d'essai était limité par la nécessité de forer les puits depuis la surface de la couronne émergée. Plusieurs ruptures majeures des flancs océaniques de l'atoll, qui ont débuté en 1977 (document DIRCEN/CEA n° 7) et ont culminé dans le glissement de pente associé au tir Tydée en juillet 1979 (voir Figure 2.11), ont accéléré le développement de la technologie qui permet de forer des puits de diamètre 1,5 mètre depuis des barges dans les lagons. Les relevés bathymé-

triques effectués après l'effondrement consécutif à Tydée ont montré qu'une tranche de pente sous-marine, du côté océan, d'une extension latérale de quelque 2 kilomètres, se développant d'une profondeur de 1000 mètres jusqu'à la surface, et ayant en moyenne une épaisseur de l'ordre de 50 mètres (c'est-à-dire un volume total de $0,1 \text{ km}^3$), s'est effondrée avec une vitesse de 12 m/s (document DIRCEN/CEA n° 7, p.17). Cette descente brutale de la tranche rocheuse tend à entraîner vers le fond l'eau de mer qui est au contact de la pente. Le remplissage de la dépression créée à la surface de l'océan engendre une vague, un tsunami local, qui se brise sur la côte, et se propage, le long de l'atoll et vers l'océan (voir Bouchez et Lecomte (1996), Figure 8.3). L'effondrement de pente associé à Tydée produisit une vague, 90 secondes après l'effondrement, qui recouvrit une partie de Mururoa sous 2,5 mètres d'eau, et submergea la bande de terre à Fangataufa, distante de 40 km de l'effondrement, sous une épaisseur d'eau qui atteignit 2 mètres.

La figure 2.11 montre une vue aérienne qui indique la zone sous-marine affectée par l'effondrement lié à Tydée. La localisation présumée de l'essai Tydée est indiquée. La Figure 2.12 montre une vue analogue des zones effondrées à la suite des essais Nestor et Priam. On remarque que le centre des zones effondrées est situé à 3 kilomètres environ du point de tir présumé.

À partir de 1981, une proportion croissante des essais ont été conduits sous les lagons, à bonne distance des pentes océaniques des atolls. Tous les essais conduits depuis octobre 1986 l'ont été sous les lagons, y compris les essais de 1995-1996 (campagne finale). Selon les scientifiques du CEA, le point de tir (appelé aussi « point zéro ») de tous les essais souterrains était situé dans le massif volcanique, que ce point soit sous la couronne ou sous le lagon. Les explosions dans la zone d'essais 1 de Mururoa - « aidées » par des explosions ultérieures de grande énergie conduites sous les lagons - ont entraîné un autre type de réponse des pentes de la couronne. Les tirs dans la zone d'essais 1 étaient de bien plus faible énergie (en moyenne 2 kt) que ceux de la zone d'essais 4 (en moyenne 35 kt) et il n'y a eu à ce jour aucun effondrement spectaculaire. Cependant, en raison de la présence, dans la lithologie des carbonates de la région nord-est, d'une formation peu résistante de « calcaires crayeux » (voir Figures 5.11 et 5.12), les essais de la région nord-est ont stimulé une déformation de fluage progressive, observée d'abord en 1980, et qui a continué jusqu'à ce jour (voir Figures 5.8 et 5.9). Le volume total de roche impliqué dans ce mouvement est estimé à $0,6 \text{ km}^3$ environ, c'est-à-dire à peu près six fois le volume de l'effondrement consécutif à Tydée. Des fractures ouvertes de grandes dimensions produites par ces déformations des pentes sont clairement visibles dans cette région (voir Figures 2.13 et 2.14).

La couronne nord-est de Fangataufa, dont la géologie comporte aussi une formation peu résistante de calcaires crayeux, paraît avoir répondu de manière analogue, c'est-à-dire que des fractures, plus petites que celles de Mururoa, se sont développées, pour l'essentiel parallèlement au rivage, provoquées par l'onde de déformation engendrée par les essais de grande énergie dans le lagon de Fangataufa. Il n'y a eu aucun essai sous



FIG. 2.11 Vue aérienne montrant le région sous-marine de Mururoa qui a été affectée par l'effondrement consécutif à Tydeé (la localisation présumée du tir Tydeé et les limites de la zone effondrée ont été ajoutées par la CGI) [photographies fournies par le DIRCEN/CEA]

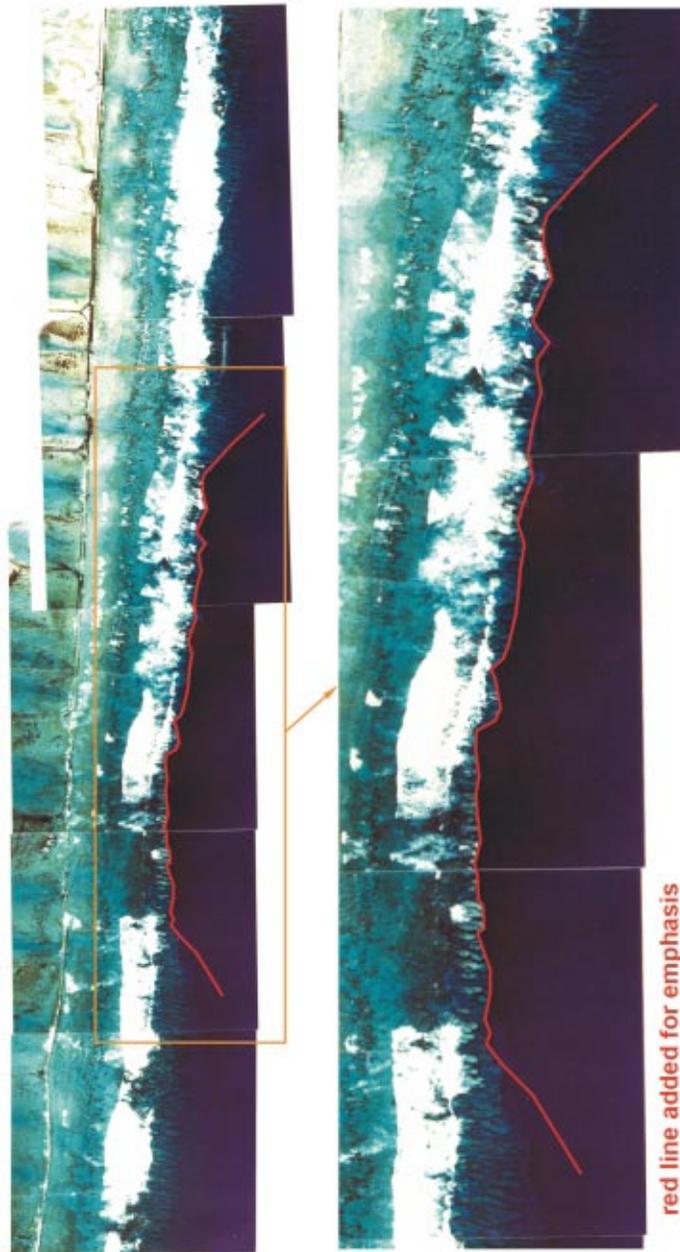


FIG. 2.12 Vue aérienne montrant la région sous-marine de Mururoa affectée par les effondrements consécutif aux tirs Nestor (Mars 1977) et Priam (novembre 1978) (voir aussi Figure 5.1) [photographies originales fournies par le DIRCEN/CEA, limites de l'effondrement ajoutées par la CGI]



FIG. 2.13 Photographie aérienne montrant les fractures en extension engendrées par la déformation de fluage continue qui a affecté la pente océanique de la couronne nord-est de Mururoa au voisinage de PK7-4N (zone Camélia), dans la zone d'essais 1 (voir la carte de Mururoa en Frontispice ; plusieurs fractures relativement étroites (10 à 20 cm), d'orientation E-N-E, sont visibles sur le rivage ; de plus grandes fractures, dont l'ouverture va probablement jusqu'à 2 mètres, peuvent être discernées sous plus grande profondeur d'eau) [photographie fournie par le DIRCEN/CEA]



FIG. 2.14 Photographie aérienne montrant des fractures en extension sous-marines, d'une largeur de l'ordre de 2 mètres, au voisinage de PK5N, section Irène (voir aussi Figure 5.6) ; une partie de la piste d'atterrissage, avec son mur protecteur, parallèle au bord du cliché, est visible dans la partie basse de la photographie ; cette région est à l'extérieur de la zone d'essais 1 [photo fournie par le DIRCEN/CEA]

la couronne nord-est de Fangataufa. Les déformations de fluage à Fangataufa paraissent arrêtées depuis 1992. La Figure 2.15 montre l'une des fractures dans cette région. La Figure 1.16 montre une section plane verticale, perpendiculaire à la côte, passant par l'emplacement présumé du tir Tydée (Voir Figure 2.11). Le point de tir figure à une profondeur de 987 mètres, mais le puits (le trou dans lequel l'engin est placé) avait été foré jusqu'à 1100 mètres (Bouchez et Lecomte, 1996). L'engin s'est trouvé bloqué à 987 m pendant sa mise en place dans le puits (Bouchez et Lecomte (1996) p. 25). On pense que tous les tirs souterrains dans les atolls ont eu des énergies inférieures à 150 kt (Bouchez et Lecomte, 1996), et à partir d'estimations sismiques, Tydée est considéré comme le plus grand - 115 kt (voir annexe B, version anglaise du rapport)**.

Sur la Figure 1.16, on a supposé une explosion de 150 kt qui a produit une cavité de rayon $R_c = 53$ mètres et une cheminée de hauteur $H_c = 5R_c = 265$ mètres (remarque toutefois que des hauteurs de cheminées approchant $8R_c$ semblent possibles à Mururoa et Fangataufa, voir Annexe I, Figure I.2). Le profil des pentes sous l'océan et la profondeur de l'interface carbonates-roches volcaniques sont repris des données bathymétriques détaillées fournies par l'Office Français de Liaison. Au moins deux caractéristiques importantes des atolls, du point de vue des effets des explosions souterraines, peuvent être remarquées sur la Figure 2.16.

- 1° Un changement clair de la lithologie (c'est-à-dire la zone de transition entre les roches volcaniques et les carbonates) survient entre la roche siège de l'explosion et la roche de surface (et ce, y compris dans les pentes). Les carbonates sus-jacents sont, d'un point de vue mécanique, plus faibles que les roches volcaniques.
- 2° Du fait que les deux types de roches présentent une porosité (roches volcaniques $\approx 20\%$, carbonates $\approx 30\%$, voir Chapitre 2) et une perméabilité considérables, et du fait qu'elles sont, pour l'essentiel, entièrement submergées, les roches sont complètement saturées jusqu'à la surface.

Ces caractéristiques ne sont pas présentes au Nevada Test Site (NTS) aux Etats-Unis - non plus, probablement, que dans les autres sites d'essais souterrains situés à l'intérieur des terres. Si l'on accepte, comme discuté ci-dessus, que l'onde de choc dans la roche volcanique dégénère en une onde élastique (ou « sismique ») (i.e., qui ne provoque pas d'endommagement de la roche) au-delà d'un rayon égal à 8 à 10 fois R_c , une couverture de roches volcaniques intactes existe de ce fait entre la région endommagée qui entoure la cavité créée par l'explosion et la base des carbonates. Toutefois, lorsque cette onde sismique traverse les carbonates moins résistants, elle peut de nouveau provoquer un endommagement, en particulier quand l'onde interagit avec la surface. Le fait que des affaissements de la surface du sol de l'ordre de 2 mètres ou plus aient été observés dans la couronne carbonatée au-dessus des sites de plusieurs explosions, et que des

**Hyrtacos, tiré à Fangataufa le 14 novembre 1990, a été estimé à 118 kt (Annexe C)



FIG. 2.15 Fractures en extension sous-marines d'une ouverture de l'ordre de 40 cm sur la couronne nord-est de Fangataufa au voisinage de Kilo-Frégate (aucun essai n'a été conduit sous la couronne ; les fractures ont été stimulées par les essais conduits dans le lagon de Fangataufa)

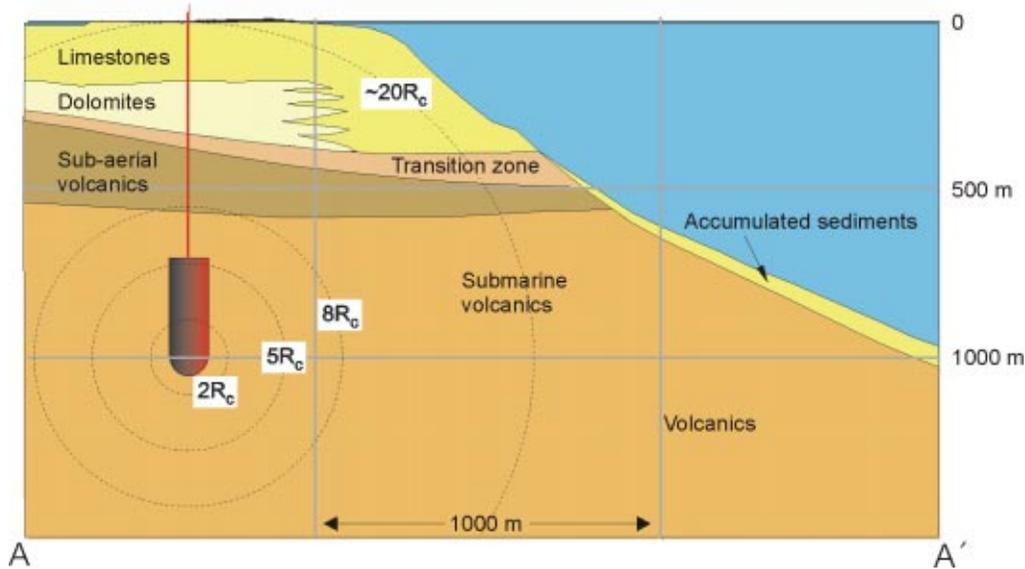


FIG. 2.16 Illustration schématique de la cheminée (avec l'hypothèse $H_c = 5R_c$) formée par un essai hypothétique de 150 kt conduit sous la couronne dans la zone d'essais 4 (voir Document DIRCEN/CEA n° 7, Figure 16) et extension radiale de l'endommagement

glissements de terrain majeurs aient été provoqués par les essais, indique que de tels endommagements sont manifestement survenus. (Une évaluation des dommages aux atolls provoqués par une explosion est présentée à l'annexe H). De ce fait la compréhension du mécanisme de l'interaction entre l'explosion et le massif rocheux tout entier jusqu'à la surface du sol est évidemment importante pour une évaluation de la stabilité de l'atoll. Les chapitres 4 et 5 du présent rapport examinent en détail ces sujets.

Les localisations et énergies exactes de chaque essai souterrain conduit à Mururoa et Fangataufa sont considérées par le CEA comme des informations militaires sensibles et n'ont pas été révélées. Des informations ont été fournies quant à la distribution des essais par zone. Des limites supérieures pour l'énergie totale, et d'autres informations présentées sous forme statistique, peuvent être trouvées dans les documents publiés par l'Office Français de Liaison. En s'appuyant sur ces sources et sur les observations visuelles, il est possible de reconstituer une distribution hypothétique des essais - comprenant l'énergie de chaque essai et sa profondeur - qui aide à visualiser l'intensité de l'endommagement des diverses zones d'essai.

Comme on l'a déjà noté, les autorités françaises affirment que la totalité des 147 essais souterrains ont été tirés dans le massif volcanique. Pour 12 de ces essais, conduits entre 1976 et 1980 (Document DIRCEN/CEA n° 6, section 1.5) la cheminée formée au-dessus de la cavité résultant de l'explosion s'étend jusqu'aux carbonates. Ces essais ap-

pelés CRTV (Cheminée Rencontrant le Toit du massif Volcanique, essais de Catégorie 3, voir annexe C) laissent au mouvement de l'eau (et des radionucléides) remontant de la cavité un obstacle moindre que celui que laissent les essais à la suite desquels demeure une couverture de roches volcaniques intactes. Ceci est pris en compte au chapitre 7 dans l'évaluation de la vitesse de l'eau qui sort de la cheminée, mais est également important pour l'estimation de la vitesse de relâchement des radionucléides contenus dans l'eau qui traverse la cavité.

Les cartouches des Figures 2.17 et 2.18 montrent la distribution des zones d'essais à Mururoa et Fangataufa respectivement, fournie par le Document DIRCEN/CEA n° 6.

Ces figures montrent aussi une distribution hypothétique (mais compatible avec les données fournies par le CEA) des essais souterrains (y compris les essais CRTV à Mururoa) pour les deux atolls. La zone dans laquelle les essais de sécurité ont été conduits à Mururoa est également indiquée. Des cercles de rayon $5R_c$, qui donnent une indication de l'étendue de la zone de massif endommagé associé à chaque essai (qui contient la cheminée de hauteur $5R_c$), ont été tracés autour de chaque point de tir. C'est clairement dans la zone d'essais 4 de Mururoa que l'intensité de l'endommagement de la roche est la plus élevée. La probabilité de recouvrement ou d'interaction entre les zones de roche endommagée de cavités adjacentes sera donc aussi la plus grande dans la zone d'essais 4.

La Figure 2.19 montre une section verticale parallèle à la ligne du rivage dans la zone d'essais 4, pour la distribution des essais représentée à la Figure 1.17. Cette figure illustre le recouvrement potentiel des zones de roche endommagée.

L'étude du temps requis pour qu'une cavité résultant d'une explosion se remplisse d'eau (voir Chapitre 7) suggère que la région entourant une cavité, dans laquelle la perméabilité est significativement augmentée, s'étend jusqu'à un rayon de $2,5 R_c$ compté à partir du point de tir et contient de plus, bien entendu, toute la cheminée. La Figure 2.20 montre la région où la perméabilité est accrue, dans le cas de la zone d'essais 4. La Figure 2.21 montre les mêmes régions pour la zone d'essais 1. On voit que, même dans la zone d'essais 4, une interaction entre régions de perméabilité accrue est peu vraisemblable. Des remarques supplémentaires sur les possibilités d'interactions structurales ou hydrogéologiques entre cavités adjacentes sont faites ci-dessous.

La question de l'interaction structurale, dans laquelle deux cavités adjacentes tendraient à se comporter comme une seule cavité plus grande, a été analysée à l'annexe H. On y montre que même dans le cas extrême où la résistance de la roche séparant les deux cavités est réduite drastiquement, l'effet sur le massif rocheux est minimal, sauf dans le voisinage immédiat des deux cavités.

L'interaction hydrogéologique entre deux cavités adjacentes est discutée à l'annexe F et au Chapitre 7, Section 3.4. Ces analyses confirment aussi que pour l'essentiel il n'y a pas d'interaction, même pour des cavités très proches l'une de l'autre.

On peut donc conclure que les effets engendrés dans le voisinage de chaque essai souterrain peuvent tous être considérés comme des événements indépendants - c'est-à-

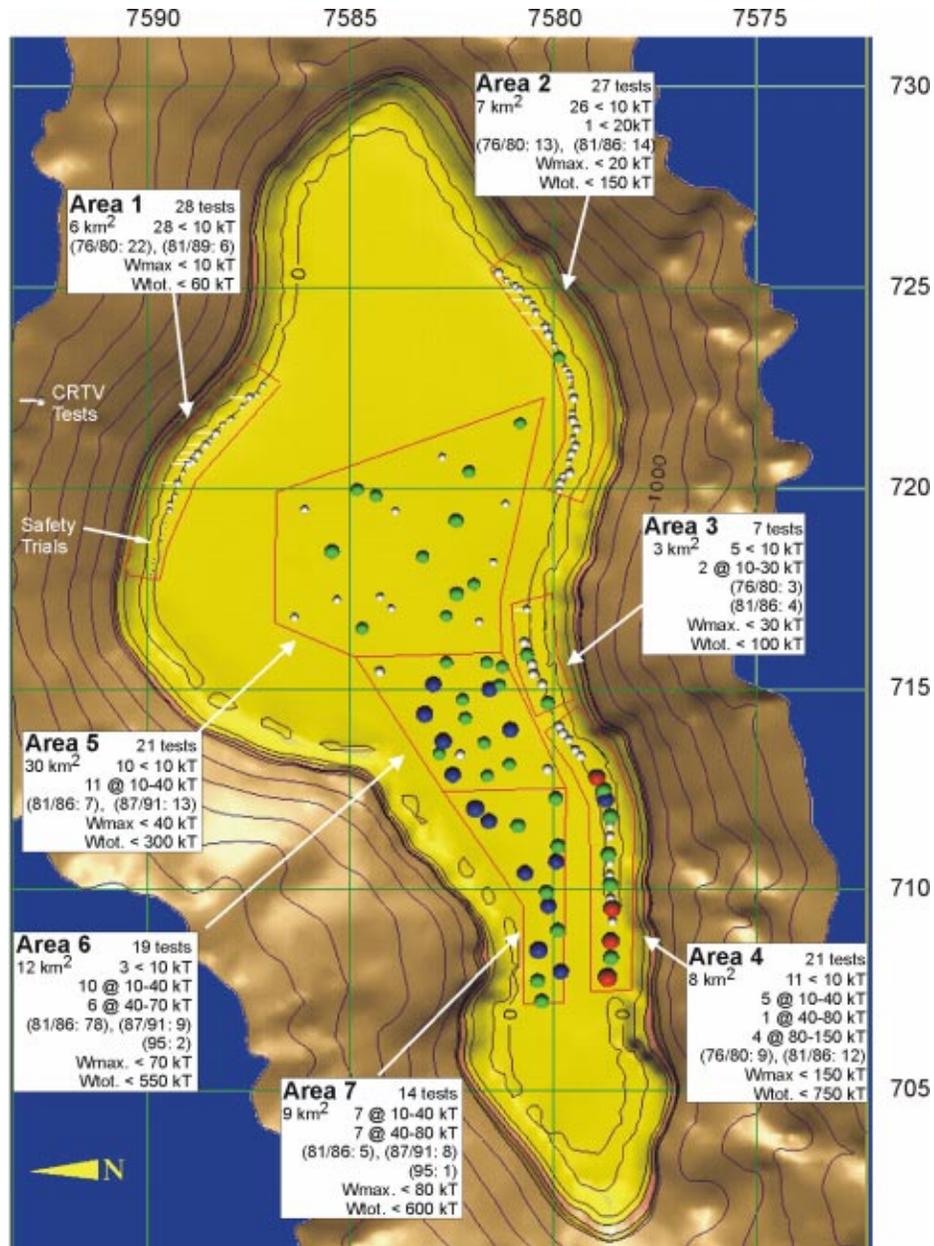


FIG. 2.17 Répartition des essais souterrains et leurs énergies par zone d'essais à Mururoa (fournie par le DIRCEN/CEA), sur laquelle est superposée une distribution hypothétique des localisations des essais dans les zones d'essais (les contours bathymétriques figurés autour des atolls sont séparés par des intervalles de 250 mètres jusqu'à la profondeur de 2 km sous la surface)

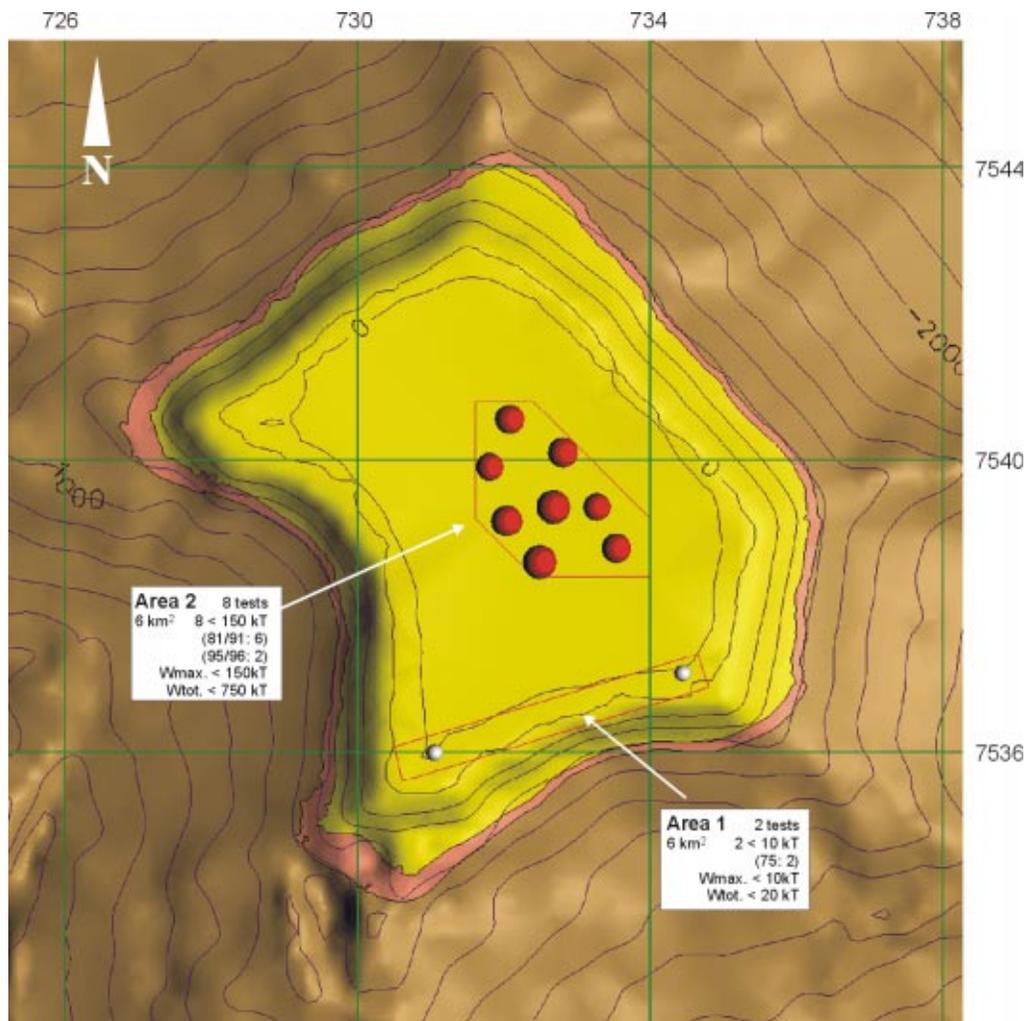


FIG. 2.18 Répartition des essais souterrains et leurs énergies par zone d'essais à Fangataufa (fournie par le DIRCEN/CEA), sur laquelle est superposée une distribution hypothétique des localisations des essais dans les zones d'essais (les contours bathymétriques figurés autour des atolls sont séparés par des intervalles de 250 mètres jusqu'à la profondeur de 2 km sous la surface)

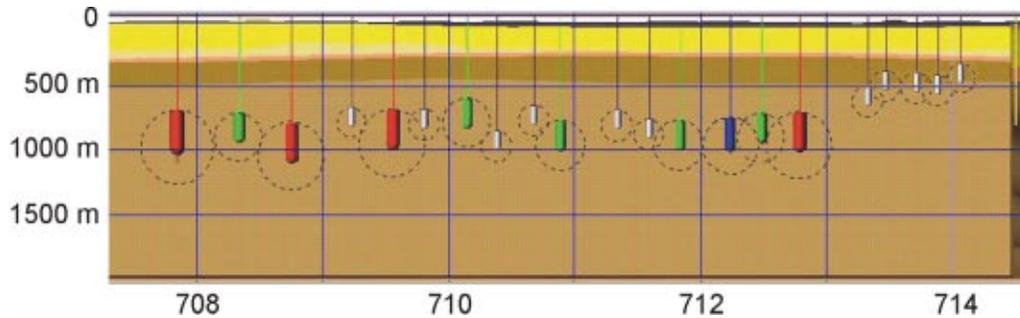


FIG. 2.19 Distribution hypothétique des essais souterrains dans la zone d'essais 4 à Mururoa (les cercles pointillés, de rayon $5R_c$, indiquent l'étendue de la zone endommagée par fractures ; les cylindres en couleur indiquent la partie effondrée ; la hauteur de la cheminée est $H_c = 5R_c$; les couleurs indiquent respectivement des explosions petites (blanc, < 5 kt), intermédiaire (vert, < 20 kt), élevées (bleu, < 80 kt), et grandes (rouge, < 150 kt) ; la coupe est approximativement parallèle à la côte, vue du côté de l'océan (voir aussi Figure 1.17)

dire qu'il n'est pas nécessaire de prendre en compte des interactions entre les essais. Les analyses produites aux Chapitres 3 à 7 ont été conduites avec cette hypothèse.

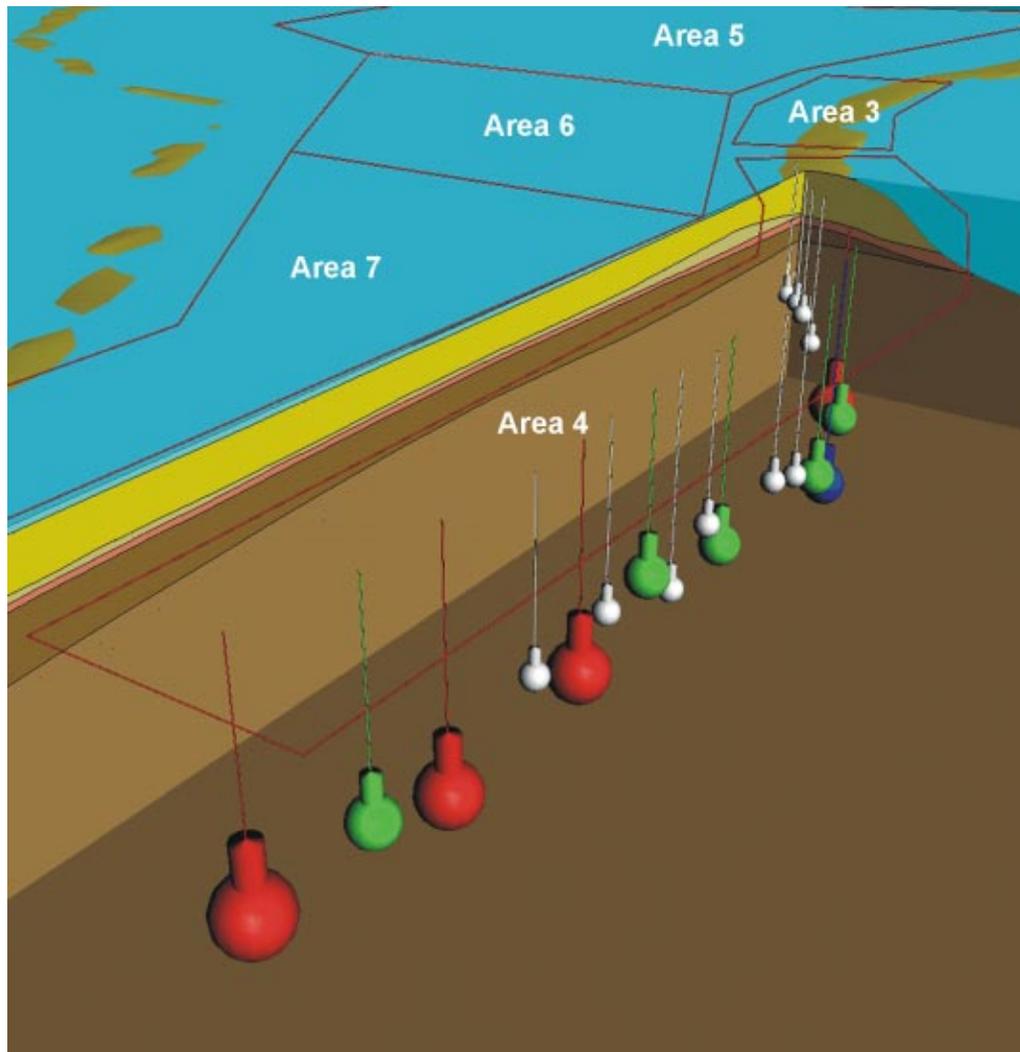


FIG. 2.20 Répartition schématique des régions de perméabilité accrue ($R_p = 2, 5 R_c$; $H_c = 5 R_c$) associées aux essais souterrains de la zone d'essais 4 à Mururoa ; les couleurs indiquent les énergies (blanc=faible, < 5 kt ; vert=intermédiaires, < 20 kt ; bleu=élevée, < 80 kt ; et rouge=forte, < 150 kt) des explosions

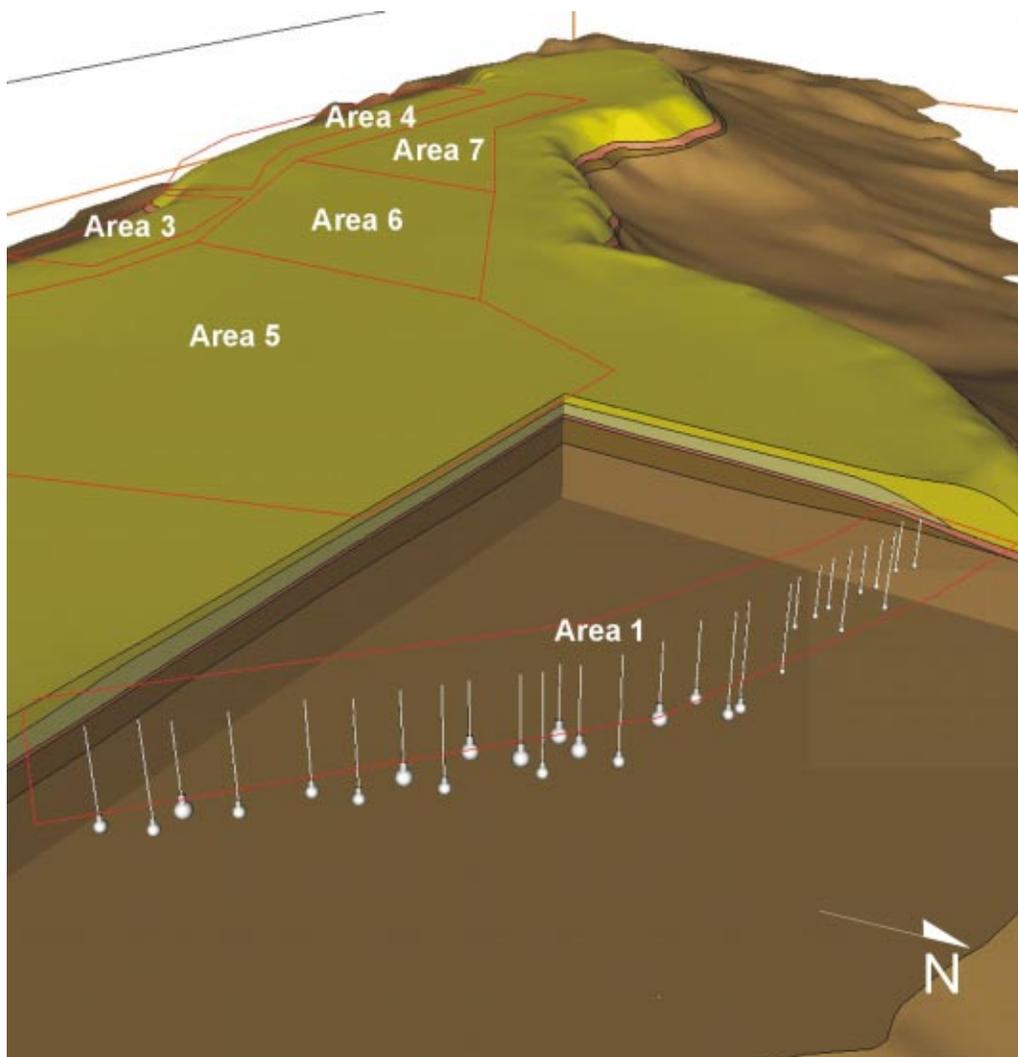


FIG. 2.21 Répartition schématique des régions de perméabilité accrue ($R_p = 2, 5 R_c$; cheminée $H_c = 5 R_c$) associées aux essais souterrains de la zone d'essais 1 à Mururoa (le blanc indique une faible énergie (< 5 kt) ; tous les essais dans la zone d'essais 1 avaient une énergie inférieure à 10 kt ; voir Figure 2.17)

2.5 Conditions imposées à l'analyse par la géologie de l'atoll

2.5.1 Variabilité et incertitude géologiques ; leur influence sur les études de la CGI

La variabilité des propriétés mécaniques et hydrologiques des massifs rocheux est une caractéristique inhérente aux problèmes géotechniques. Les techniques d'analyse permettent de prendre en compte une variabilité *connue*, en particulier par les méthodes de calcul par ordinateur, mais la distribution et l'étendue de la variabilité dans les systèmes géologiques sont précisément largement inconnues. Ceci est dû, pour une part, à la quantité limitée de données disponibles. Mururoa et Fangataufa sont typiques à cet égard. Les coupes géologiques, comme celles de la Figure 2.6 (voir aussi Chapitre 2, Figures 2.5 à 2.8), par exemple, sont basées sur l'analyse de carottes provenant d'un nombre très limité (souvent pas plus que 5 ou 6) de sondages verticaux forés en différents endroits de l'atoll qui sont complétés, dans des cas particuliers, par des sondages inclinés et par les débris obtenus pendant le forage des puits en grand diamètre où sont placés les engins. De considérables variations spatiales de la lithologie locale resteront donc indétectées entre les sondages. Une fracturation verticale ou sub-verticale est particulièrement difficile à détecter dans les forages (verticaux). Quelques profils géophysiques ont aussi été réalisés (Guille *et al.* (1996), Figures 27 et 61 ; DIRCEN/CEA document n° 5, Figures 2 à 4) mais aucune des interprétations ne montre, de manière certaine, des détails d'échelle locale qui pourraient pourtant être significatifs pour l'analyse d'un essai particulier.

Ces limitations appellent une stratégie d'analyse ou de conception différente de celle qui convient dans le cas de problèmes relativement bien définis « à données abondantes » que l'on trouve dans d'autres branches de l'analyse appliquée (Starfield et Cundall, 1988).

L'incertitude d'origine géologique à Mururoa et Fangataufa est renforcée par l'incertitude qui résulte de ce que certaines données existantes n'ont pas été rendues disponibles pour des raisons de secret militaire.

L'ensemble de ces caractères propres à l'étude de la CGI ont commandé une approche concentrée sur l'acquisition d'une compréhension des phénomènes mécaniques et physiques sous-jacents à l'oeuvre dans le comportement du système à analyser. L'importance de la variabilité de paramètres particuliers du problème peut être plus facilement appréciée quand l'analyse, numérique ou par solutions exactes, est conduite en utilisant des grandeurs adimensionnelles convenables. C'est particulièrement intéressant dans le cas de l'étude des effets complexes des explosions nucléaires sur les massifs rocheux, comme démontré aux Chapitres 3, 4 et 5.

2.5.2 Flux de chaleur et d'eau souterraine, transport de solutés.

A un niveau fondamental, l'écoulement de l'eau à travers les fractures et les pores interconnectés du massif rocheux d'un atoll est gouverné par plusieurs processus inter-

dépendants ou « couplés ». Le moteur principal de l'écoulement est la convection ; la température dans la roche à l'intérieur de l'atoll est significativement plus élevée que celle de l'eau de mer à la même profondeur, en raison de l'existence d'un flux de chaleur, provenant de la croûte terrestre profonde, et dirigé vers la surface. La roche chauffe l'eau contenue dans les pores, provoquant sa dilatation et sa montée vers la surface.

La vitesse moyenne de l'eau (dans les pores) dépendra de plusieurs facteurs, dont les plus importants sont la résistance mécanique à l'écoulement, en général mesurée en terme de perméabilité, et l'intensité du champ convectif, qui est fourni directement par le champ de distribution des températures. On suppose en général, comme cela peut être prouvé dans le cas examiné, que le fluide contenu dans les pores est partout en équilibre thermique avec la roche dans laquelle il s'écoule ; autrement dit la roche et l'eau sont à la même température en chaque point. Le champ de distribution des températures est déterminé par deux mécanismes de transfert de chaleur : le premier, la conduction de la chaleur, existe dans tout milieu immobile (ici, la roche poreuse saturée d'eau) ; le second, l'advection de la chaleur, est provoqué par l'écoulement de l'eau dans la roche. Comme tous les chenaux d'écoulement dans la roche ne sont pas équivalents, l'advection qui résulte de la vitesse moyenne n'est pas égale à l'advection réelle observée. Dès lors survient une dispersion, que l'on assimile souvent à une variation de la conductivité avec la vitesse ; l'écoulement périodique engendré par les effets de la marée introduit une complication supplémentaire, que l'on peut aussi assimiler à une dispersion.

Les processus évoqués ci-dessus peuvent être décrits rigoureusement en terme d'équations, présentées au Chapitre 6. La prise en considération complète de toutes les interactions couplées peut rendre inaccessible une solution exacte ou, dans le cas de calculs numériques, mobiliser des moyens informatiques très importants, de sorte que l'on recherche souvent des simplifications.

Dans le basalte, où la perméabilité est relativement basse, la conduction thermique domine le transport de chaleur ; aussi peut-on approximer le champ de température sans faire intervenir le transport de chaleur par advection (c'est-à-dire, lié au mouvement de l'eau) ; ce dernier ne constitue qu'une perturbation. Même quand une explosion nucléaire crée une source de convection à grande échelle dans les basaltes, la conduction thermique domine l'advection, sauf dans la cheminée et son voisinage immédiat. Dans cette mesure le champ de température est découplé du champ de vitesse de l'eau.

Dans les carbonates, toutefois, c'est le contraire, et le transport de chaleur est dominé par l'écoulement du fluide dans les pores. Les solutions pour chacun des deux champs - de température et de vitesse de l'eau dans les pores - sont fortement couplées entre elles. Un modèle mathématique adapté est donc nécessaire pour le calcul du champ de température. Le système d'équations pour le transport de chaleur est donné au Chapitre 6 en (6.3) et (6.4) ; remarquer qu'elles introduisent plusieurs paramètres (continus) supplémentaires représentant la conductivité (λ_s et λ_l), la dispersivité (α_L et α_T) et la capacité calorifique ($(\rho C)_l$, $(\rho C)_s$). La conductivité thermique et la capacité calorifique

sont, dans la pratique, bien connues au niveau de précision qui nous intéresse ici ; la conductivité thermique est représentée par un scalaire quoique, en toute rigueur, elle doive, comme d'ailleurs la perméabilité, être traitée comme un tenseur fonction de la position. Les coefficients de dispersion α_L et α_T sont des caractéristiques de la roche ; ils reflètent la connectivité (tortuosité) du milieu poreux examiné. De nouveau, en toute rigueur, ils devraient être traités comme les composantes du tenseur de dispersion (du 4^{ème} ordre) qui sont au nombre de deux pour un milieu isotrope.

En principe, les coefficients de perméabilité et de dispersion (dispersivités) peuvent être obtenus par inversion des données obtenues dans les essais de transfert de chaleur et de masse en régime permanent effectués dans les roches intéressées. Ni la CGI ni le CEA/DIRCEN n'ont essayé de le faire d'une manière systématique, de sorte que les valeurs des dispersivités sont tirées de la littérature, voir Tableau 6.2. Les effets de marée compliquent encore le problème (voir annexes U et V). Pendant des durées comprenant plusieurs marées (c'est-à-dire pendant des durées de plus de 10 jours), de sorte qu'une représentation moyenne continue soit adaptée, l'inversion périodique du sens de l'écoulement provoquée par les marées engendre une dispersion supplémentaire, dont la forme mathématique est, en général, différente de celle donnée en (6.4) parce que sa dépendance vis-à-vis du champ moyen de vitesse, v , n'est pas la même. Comme la force motrice pour le mouvement périodique est différente, un champ de vitesses distinct est induit. Quand on s'intéresse à un transport de solutés, ou de traceurs, (comme c'est le cas dans la discussion du relâchement des eaux tritiées provenant du massif volcanique et traversant les carbonates, que l'on trouve aux annexes S et T), des équations de transport distinctes (supplémentaires) sont nécessaires. Pour un traceur tel que le tritium, une équation de la forme (6.4) est parfois utilisée, en négligeant le terme diffusif correspondant à λ_l , et en remplaçant le terme de gauche par un opérateur plus classique de dérivation matérielle. Pour les solutés qui peuvent être adsorbés ou désorbés des surfaces internes des roches poreuses, un terme supplémentaire de source/puits est nécessaire [voir (6.5) et (6.6)]. Cependant, comme montré au Chapitre 7, une telle approche simple basée sur la notion de dispersivité ne s'avère pas fournir une représentation convenable, et l'approche beaucoup plus générale [développée par des ingénieurs chimistes en relation avec le génie des procédés des lits catalytiques poreux, voir Denbigh et Turner (1971) et Brenner et Edwards (1993)], qui introduit des distributions de temps de résidence et des échanges chromatographiques, est plus appropriée. Une version très simple, analogue au modèle de réacteur à mélange parfait, est utilisée à l'annexe S pour modéliser les concentrations transitoires et à grande échelle observées dans les carbonates et le lagon.

Les considérations générales mises en évidence plus haut forment la base d'une grande partie des analyses discutées dans les Chapitres 6 et 7.

2.6 Affaissements

Les effets principaux observables en survolant les atolls sont essentiellement de deux types - les affaissements de la surface, et l'instabilité des pentes. Des affaissements du fond du lagon doivent aussi survenir du fait des essais conduits sous le lagon, mais ils n'ont pas d'effets discernables à la surface. On pourrait penser de même que les instabilités de pente ne concernent que les essais conduits sous la couronne (c'est-à-dire dans le voisinage des pentes sous-marines du côté de l'océan). En fait, si ceci est vrai pour les instabilités de pente telles que celles produites par les explosions Priam, Nestor et Tydée sous la couronne sud-ouest de Mururoa, les conditions géologiques sous la couronne nord-est, à la fois à Mururoa et Fangataufa, sont suffisamment sensibles aux effets sismiques transitoires pour que les essais conduits sous les lagons, puissent déclencher, et aient déclenché, des glissements de pente.

L'un des effets les plus visibles des essais nucléaires souterrains sur la couronne de Mururoa est l'affaissement de la surface du sol. La Figure 2.22 montre une vue aérienne (prise en juillet 1996) de la zone d'essais 4 dans la couronne sud (on peut voir le point zéro à la surface de certains essais). Cette région, dont l'altitude au-dessus du niveau de la mer était de 2 mètres environ, (Document DIRCEN/CEA n° 7, Figure 20), est maintenant sous la mer. Ceci indique qu'un affaissement de l'ordre de 2 mètres a été produit par les explosions. Les affaissements résultent de l'interaction entre l'onde engendrée par une explosion et les 150 à 200 mètres de carbonates les plus proches de la surface.

Selon le Document DIRCEN/CEA n° 7 (page 10), l'onde résultant de l'explosion *...abaisse pratiquement instantanément le niveau de la couronne dans un rayon de quelques centaines de mètres autour du point zéro à la surface du sol... La fraction de la couronne corallienne qui est graduellement submergée du fait de l'accumulation de ces affaissements [l'affaissement total peut résulter des effets de plusieurs essais] (jusqu'à 2 mètres en certains endroits) représente environ 15% de la surface du sol qui était à l'origine au-dessus du niveau de la mer.*

Observées à la surface, ces cuvettes ou dénivellations (Figure 2.23) paraissent semblables aux manifestations de subsidence que l'on peut observer au-dessus de nombre des essais souterrains conduits au Nevada Test Site (NTS) aux États-Unis, en particulier ceux conduits dans les tuffs non cimentés. Les autorités du CEA soulignent, toutefois, qu'il y a des différences essentielles entre ces deux types de phénomènes (voir Figure 2.24).

De fait,

- (a) au NTS, les cuvettes de subsidence sont la manifestation en surface d'une cheminée d'effondrement qui forme un lien continu entre le point zéro souterrain et la surface du sol (Chapitre 4, Figure 4.5), dont le résultat est l'existence de passages très perméables reliant directement le point d'explosion à la surface, et donc une « fuite » possible (voir annexe D) des radionucléides les plus volatils vers la biosphère ou l'environnement accessible ; tandis que



FIG. 2.22 Vue aérienne de la partie ouest de la zone d'essais 4 à Mururoa, prise en juillet 1996 (soit 16 ans après que les essais sur la couronne eurent cessé); la vue est prise de l'océan, en direction du lagon (remarquer que plusieurs sites d'essais et des zones affaissées à l'extrémité ouest de la zone d'essais 4 sont maintenant sous la mer; voir aussi Figure 2.23)

- (b) au CEP, les profondeurs auxquelles ont lieu les tirs sont considérablement plus grandes (annexe D), avec comme conséquence qu'une zone intacte de roches volcaniques subsiste au-dessus de la cheminée après un essai. De ce fait les radionucléides sont « confinés » dans la cheminée et isolés de la surface (Chapitre 4, Figure 4.3). Dès lors, les cuvettes d'affaissement au CEP n'ont qu'un caractère superficiel, et n'affectent pas plus que les 100 à 200 mètres supérieurs de carbonates. Ces assertions sont examinées dans le Chapitre 4 du présent rapport.

Comme mentionné plus haut, les configurations géologiques et hydrologiques dans les deux sites d'essais sont aussi très différentes. Au CEP, les roches volcaniques, relativement résistantes quoique fracturées, sont recouvertes par quelques 300 à 500 mètres de carbonates moins résistants (voir Figures 2.6 et 2.16). Les roches volcaniques et les carbonates sont poreux et saturés jusqu'à la surface du sol. Au NTS, les tuffs volcaniques s'étendent depuis la surface du sol jusqu'à une profondeur plus grande que les points zéros, et la surface libre de la nappe est à une profondeur de 300 mètres environ, c'est-à-dire que le massif rocheux superficiel n'est pas saturé.

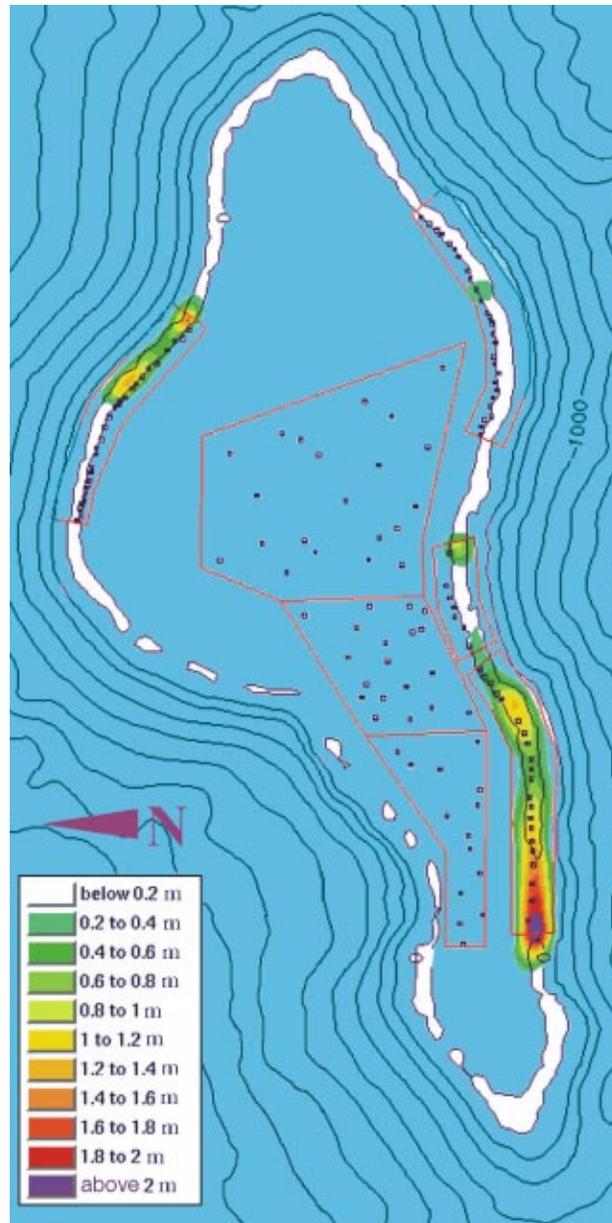


FIG. 2.23 Zones d'affaissements de la surface produites par les essais souterrains le long de la couronne corallienne à Mururoa (basé sur les données d'affaissement 1996 du DIRCEN/CEA) [selon Guille *et al.* (1996), p.69 : « les coraux qui édifient les récifs prolifèrent à l'heure actuelle avec une vitesse remarquable » (de l'ordre de 1 cm d'épaisseur par an) dans les régions affaissées. De ce fait, les zones récifiennes qui sont aujourd'hui sous l'eau auront retrouvé une altitude positive au-dessus de l'océan d'ici quelques centaines d'années]

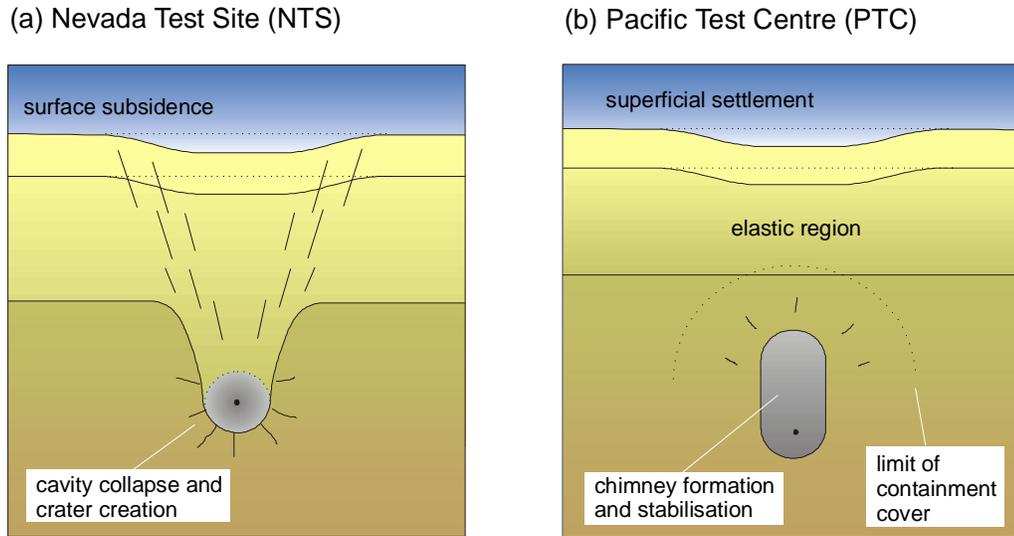


FIG. 2.24 Comparaison entre la subsidence qui survient sur le Nevada Test Site (NTS) et les affaissements produits par les essais au CEP (d'après Bouchez et Lecomte, 1996, p.77)

La configuration au CEP peut être illustrée en se référant à la Figure 2.16, qui vise à représenter le cas de l'essai Tydée dans la zone d'essais 4 : on a choisi, d'une part, une énergie approchant la valeur maximale de 150 kt, à une profondeur de 985 mètres, et d'autre part, une coupe verticale correspondant à l'emplacement présumé de Tydée. On voit que le rayon $R \approx 8R_c$, au-delà duquel le massif volcanique reste « essentiellement inchangé » par le passage de l'onde explosive, demeure à l'intérieur de (la région périphérique dans) la masse rocheuse volcanique. En passant du massif volcanique aux carbonates, mécaniquement moins résistants, l'onde peut provoquer un endommagement complémentaire. Quand l'onde s'approche de la surface, qui est située à un rayon de $20 R_c$ environ, l'influence du lagon et des interfaces avec l'océan devient progressivement plus importante. Une modélisation numérique de la propagation de l'onde, qui prend en compte ces influences, est décrite au Chapitre 4. On trouve que l'existence de limites latérales plus éloignées dans les carbonates inférieurs, liée à la plus grande largeur de section dans cette zone, tend à inhiber l'endommagement. En revanche, dans la section proche de la surface, plus étroite, la roche est endommagée. Sous un chargement de nature quasi statique, dans lequel l'eau peut être expulsée des pores de la roche, ou encore dans le cas où la roche n'est pas saturée (c'est-à-dire que les pores ne sont pas remplis d'eau), l'endommagement peut survenir par effondrement des pores et compaction.

La longueur d'onde (et la durée) de l'onde de l'explosion varient approximativement comme la racine cubique de l'énergie [100 mètres (20 ms) pour 1 kt ; 500 mètres

(100 ms) pour 150 kt], c'est-à-dire en suivant la même loi de similitude que le rayon de la cavité. Plus grande est l'énergie attendue, plus grande doit être la profondeur d'enfouissement de l'essai sous l'interface roches volcaniques-carbonates. Ainsi, lorsque l'onde produite par un essai de forte énergie atteint l'interface roches volcaniques-carbonates, elle est proche d'une onde plane se déplaçant vers la surface et s'étendant sur un large front. Des essais de moindre énergie, moins profonds, résulteront corrélativement en un front d'onde qui sera moins large et moins plat quand il atteindra l'interface.

Les analyses numériques des effets sur les carbonates de l'onde résultant de l'explosion sont présentées au Chapitre 4. Les résultats montrent qu'un affaissement important de la surface et des déformations latérales seront provoqués dans les carbonates supérieurs par un mécanisme de distorsion à volume constant ou isochore. Dans ce mécanisme, toute réduction de hauteur verticale des carbonates (c'est-à-dire tout affaissement) doit être accompagnée par une dilatation à un autre endroit, pour que le volume total de roche soumis à des déformations anélastiques demeure constant. La Figure 2.25 illustre cette contraction verticale, associée à une distribution complexe des déformations qui comprend des mouvements latéraux dans les carbonates, et dans les pentes côté océan et côté lagon. Les déformations anélastiques affectent les quelques 300 mètres supérieurs des carbonates. Le fait que la région déformée soit limitée en étendue est dû, pour une large part, à la proximité des pentes côté océan et côté lagon, qui autorise des déformations latérales. À plus grandes profondeurs, le confinement, imposé par le massif rocheux qui s'étend sous le lagon et vers les pentes sous plus grande profondeur d'eau (voir Figure 4.8), tend à limiter la dilatation latérale et, en conséquence, la contraction verticale. Un raisonnement analogue suggère que les explosions de faible énergie, qui n'affectent qu'un volume de roche relativement plus petit (et donc, qui sont relativement plus confinées) produiront des affaissements quelque peu moindres que ne le ferait une explosion de grande énergie, même pour des profondeurs d'enfouissement des essais respectant la règle de similitude. Il faut remarquer aussi que l'expansion latérale des pentes indiquée sur la Figure 2.25 se produit sous l'eau et n'est donc pas visible depuis la surface.

Il n'est pas possible de prévoir l'amplitude des affaissements de surface dus aux effets d'un ou plusieurs essais parce que la résistance et la déformabilité de la masse rocheuse (corail) ne peuvent être mesurées directement (comme mentionné plus haut, cette difficulté est commune à beaucoup de problèmes d'ingénierie géotechnique intéressant de grands volumes de roches). La Figure 2.26 représente une courbe cisaillement-distorsion (dynamique) « générique » pour un massif rocheux (par exemple corail). Pour une contrainte appliquée inférieure à la limite d'élasticité σ_A , la masse rocheuse présente une réponse essentiellement élastique, le chargement (OA) et le déchargement (AO) se faisant suivant le même trajet sans dissipation d'énergie (c'est la situation qui prévaut lors du passage d'une onde sismique à travers le milieu). Pour des amplitudes plus grandes de l'onde, la résistance du corail (σ_B) peut être dépassée et le corail se déforme

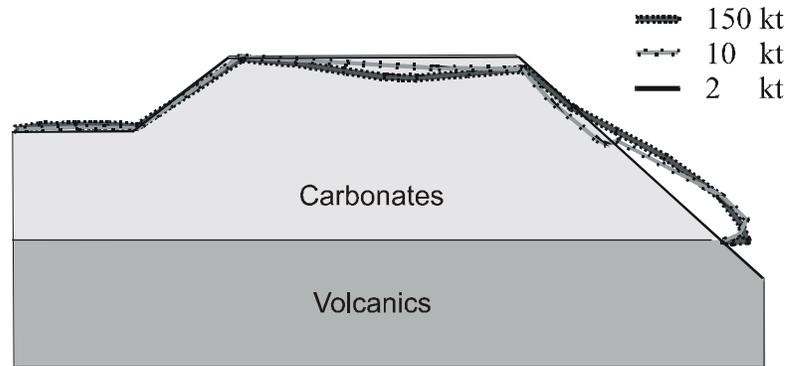


FIG. 2.25 Déformations de la surface du sol, et déformations associées des pentes côté océan et côté lagon, engendrées par un mécanisme de distorsion à volume constant pour différentes intensités de l'explosion (pour des profondeurs de tir respectant la similitude ; voir Chapitre 4.5, Figure 4.10)

en suivant le trajet OBC, jusqu'au point C atteint quand la queue de l'onde dépasse la région concernée ; alors le corail est déchargé selon le trajet « élastique résiduel » CD, jusqu'à la déformation résiduelle OD (qui se manifeste dans le cas présent par un « affaissement »). L'énergie prélevée à l'onde est proportionnelle à l'aire OABCD. Une deuxième onde (associée à un essai ultérieur) peut provoquer un « rechargement » de la même masse rocheuse le long d'un trajet D'C'EF, avec une déformation résiduelle (et donc un affaissement) augmentés, de OD' jusqu'en OF. L'énergie nécessaire pour cette augmentation (proportionnelle à DCEF) est sensiblement inférieure à celle nécessaire pour la première déformation. Comme les amplitudes des contraintes et déformations associées aux diverses étapes (A...F) montrées sur la Figure 2.26 sont inconnues a priori, il est évidemment impossible de prévoir l'amplitude exacte des déformations finales.

La Figure 2.26b donne une représentation idéalisée de la Figure 2.26a, qui est parfois utilisée dans les calculs numériques. Un choix approprié des paramètres nécessaires pour préciser la courbe de la Figure 2.26b (c'est-à-dire la résistance de pic, les déformations et résistances résiduelles, ainsi que le paramètre de radoucissement a , défini sur la Figure 1.26b, (voir aussi Chapitre 4, Section 4.4, et Tableau 4.2), permet un ajustement au comportement observé sur le terrain et donc permet de définir des propriétés « raisonnables » de la masse rocheuse utilisables pour des estimations ultérieures. La nécessité d'affiner de cette manière l'estimation des valeurs des paramètres du modèle est également discutée au Chapitre 3.5.4. en relation avec le problème de l'estimation du rayon de la cavité.

Les scientifiques du CEA (Bouchez et Lecomte, 1996 ; Document DIRCEN/CEA n° 6) estiment que les affaissements de surface résultent de la compaction du corail poreux par l'impact de la retombée des couches de surface (plaques) de corail qui ont été

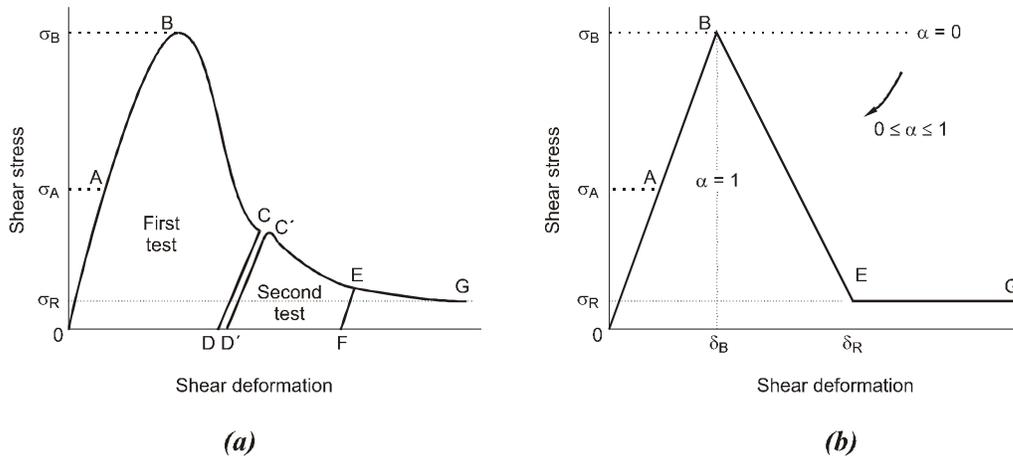


FIG. 2.26 Courbes contraintes-déformations « complètes » typique (a) et idéalisée (b) pour des roches manifestant un comportement radoucissant. DD' représente la déformation (étalée dans le temps) qui apparaît entre les deux essais

projetées en l'air par la réflexion de l'onde de l'explosion à la surface. Les plaques associées à la réflexion se développent bien suivant ce mécanisme, (voir annexe P), mais la CGI estime peu vraisemblable que l'impact de leur retombée sur la surface de corail ait pour résultat une compaction significative. Les carbonates sont poreux, mais ils sont également saturés, et le passage de l'onde due à l'explosion, ou de l'onde engendrée par l'impact de la plaque détachée lors de sa retombée, est si rapide (il dure quelques dixièmes de millisecondes, voir Tableau 4.1 et annexe P) que l'eau ne dispose pas d'un temps suffisant pour être expulsée des pores. De ce fait la compaction par effondrement des pores est inhibée. En fait, la réponse de la roche est celle d'un milieu non-drainé. Le passage de l'onde (compressive) due à l'explosion augmente la pression du fluide dans les pores, en réduisant la contrainte effective et la résistance au cisaillement, renforçant ainsi les conditions propices au mécanisme de distorsion isochore exposé plus haut.

Il faut aussi remarquer que, suivant le mécanisme que la CGI propose pour expliquer l'affaissement, il est peu probable que les essais conduits sous les lagons (et donc, éloignés des flancs océaniques) produisent des affaissements du fond du lagon, (c'est-à-dire de la partie supérieure des carbonates), parce que dans ce cas la zone de l'essai est surmontée par une masse de carbonates dont l'extension latérale est bien plus grande, ce qui limite la possibilité de dilatation latérale et limite donc en conséquence l'affaissement vertical. La réflexion de l'onde provoque encore le détachement de plaques, mais leur envol et leur impact à la retombée sont vraisemblablement considérablement atténués dans l'eau, en comparaison de ce qui se passe dans l'air.

Quoi qu'il en soit des différences d'interprétation des mécanismes qui sont à l'origine des affaissements de surface, il est clair que les affaissements observés au CEP sont

indubitablement un phénomène superficiel (un effet de surface) provoqué par le passage de l'onde due à l'explosion ; en d'autres termes il n'y a aucune connection directe créée entre les affaissements de surface et le sommet de la cheminée de la cavité sous-jacente.

2.7 Stabilité des pentes

2.7.1 Stabilité des flancs des atolls

Les essais conduits dans le massif volcanique sous la couronne corallienne à Mururoa ont eu pour conséquences des instabilités significatives des pentes océaniques :

- plusieurs glissements sous-marins majeurs dans la zone sud-ouest de l'atoll, pendant la période 1977-1980, dans le voisinage des zones d'essais 3 et 4 (Document DIRCEN/CEA n° 7) ;
- une instabilité se manifestant par du fluage qui affecte une région étendue de la zone nord-est et qui a été identifiée pour la première fois en 1979, (cette « région en glissement » s'étend le long de la couronne, sur toute la zone d'essais 1 et dans la section PK4 - PK6, où aucun essai n'a été conduit. Ce fluage est surveillé en permanence depuis 1979) ;
- une autre instabilité avec fluage a été identifiée dans la région nord-est de Fangataufa, près de Kilo-Frégate. Aucun essai n'a été conduit sous cette partie de la couronne. Bien que la géologie et le mécanisme de fluage soient similaires à ceux du nord-est de Mururoa, les manifestations du fluage semblent avoir diminué.

Comme discuté ci-dessous, les couronnes nord-est des atolls paraissent avoir montré, au cours des temps géologiques, une tendance à l'effondrement périodique. Une grande part de l'activité actuelle de déformation dans la couronne nord-est de Mururoa est imputable aux essais conduits sous la couronne pendant les 3 à 4 premières années d'expérimentation souterraine (1976-1980), mais quelques essais de forte puissance conduits sous le lagon ont eu aussi des effets transitoires sur les déformations (voir Figures 5.8 et 5.9 et la discussion associée à la Section 5.4.2). Les essais sous le lagon conduits à distance considérable de la couronne ont clairement été la cause originelle des déformations de fluage observées en 1988-1992 dans la région nord-est de Fangataufa dès lors que, à l'exception de deux petits essais (de moins de 10 kt tous les deux) sous la couronne sud en 1975, aucun essai n'a été conduit à Fangataufa sous la couronne corallienne.

Comme indiqué plus haut, les glissements sous-marins des zones sud-ouest de Mururoa (zone d'essais 4), particulièrement ceux associés aux essais Nestor (19 mars 1977), Priam (30 novembre 1978) et Tydée (25 juillet 1979) ont engendré de fortes vagues qui, spécialement dans le cas de Tydée, ont provoqué une inondation de parties des atolls (Document DIRCEN/CEA n° 7, Section V). Ces événements ont entraîné une réévaluation soigneuse des procédures d'essai sur les atolls (voir Tazieff, 1982) et la décision de

déplacer les essais de la couronne vers le centre du lagon. Bien que trois essais supplémentaires de forte énergie et un essai de puissance modérée aient été conduits sous la couronne en 1980, [Thésée (énergie estimée : 78 kt ; voir annexe C) ; Asios (78 kt) ; Diomède (51 kt) ; Eurypyle (26 kt)], il apparaît que (1) aucun essai de très grande énergie (100 à 150 kt) n'a été conduit sous la couronne après 1980 (voir annexe C) et que (2) aucun des essais conduits depuis 1980 n'a provoqué de nouvelles instabilités de pente.

Les essais conduits sous la couronne sud-est, mentionnés plus haut, ont provoqué des effondrements de pente plus ou moins immédiats (Document DIRCEN/CEA n° 7), alors que ceux de la couronne nord-est n'ont eu pour résultat qu'une lente déformation qui se poursuit depuis à peu près deux décennies. La raison de cette différence de comportement peut être trouvée dans une étude détaillée de la géologie des diverses régions de la couronne.

2.7.2 Géologie de la couronne de l'atoll

L'étude détaillée du profil bathymétrique de Mururoa, complété par des photographies sous-marines et des films vidéo, révèle que les flancs océaniques de Mururoa sont constitués de crêtes volcaniques radiales étroites se développant à partir de la couronne, les vallées entre les crêtes étant remplies, à des degrés variables, par des sédiments provenant pour une grande part des carbonates sus-jacents. Les accumulations de sédiments atteignent par endroits une épaisseur de 300 mètres (Figure 2.5) et on en trouve jusqu'à 3 kilomètres de profondeur.

Les crêtes et les vallées apparaissent comme le produit d'une érosion qui commença quand l'édifice volcanique de Mururoa était émergé. On peut observer une forme analogue d'érosion qui se développe aujourd'hui sur l'île de Méhétia (Figure 2.3). L'accumulation de sédiments (carbonates) résulte, pour une part, de l'érosion consécutive à l'émersion de la montagne sous-marine, associée à une baisse du niveau de l'océan pendant les périodes de glaciation (voir Figure 2.4) et aussi, pour une autre part, à l'effondrement périodique du récif de corail quand celui-ci atteint, au cours du processus d'édification corallien, une extension qui le rend instable. Le fait que les accumulations soient les plus épaisses dans la région nord-est de la couronne (Figure 2.5) suggère que cette région est la plus encline à des effondrements périodiques. Une accumulation d'une taille analogue est observée sur la couronne nord-est de Fangataufa (Guille *et al.* 1966, Figure 80, p.101). Par contraste, exception faite d'une petite région en profondeur au voisinage de l'effondrement de pente consécutif à Tydéa (Figure 2.5), la zone d'essais 4 de la couronne sud ne montre que des accumulations réduites.

Les forages d'exploration ont révélé des différences significatives dans la géologie de détail des pentes nord-est et sud-est de Mururoa. En particulier, le massif volcanique de la pente nord est recouvert d'un « tablier » de calcaires crayeux poreux, peu résistants, qui est absent sur la pente sud (Figures 5.11 et 5.12).

2.7.3 Calcul numérique de la stabilité des pentes

La CGI a conduit un ensemble de simulations numériques bidimensionnelles (2D) et tridimensionnelles (3D) en vue d'examiner :

- 1° la stabilité relative des pentes sud-ouest et nord-est dans les conditions naturelles, avant les expérimentations nucléaires souterraines (une analyse statique 2D a été conduite)
- 2° l'effet des essais souterrains sur la stabilité des pentes (une analyse dynamique 2D a été conduite)
- 3° l'éventualité qu'une instabilité de pente puisse être provoquée en des endroits des pentes éloignés du point d'explosion, comme cela est arrivé avec le glissement qui a résulté de l'explosion Tydée (Document DIRCEN/CEA n° 7, Section VI, p. 12 ; une analyse dynamique 3D a été réalisée).

2.7.4 Stabilité naturelle

La stabilité naturelle des deux régions a été examinée en termes de facteur de stabilité vis-à-vis de l'effondrement de la pente. On a obtenu des bornes supérieure et inférieure de ce facteur, en supposant que toutes les unités présentaient soit (i) un comportement élastique parfaitement plastique (EPP), soit (ii) un comportement élastique parfaitement fragile (EPB), respectivement. Plusieurs cas ont été testés par le calcul pour chaque hypothèse (EPP et EPB) afin de déterminer dans chaque cas si la pente était stable ou instable. Quoiqu'il soit possible de modifier d'un calcul à l'autre la valeur retenue pour la résistance du massif d'une très petite quantité, on a estimé qu'il était adapté de définir seulement le domaine approximatif à l'intérieur duquel on passe de la stabilité à l'instabilité de la pente dans chaque cas. Les résultats obtenus avec cette façon de faire sont les suivants :

Facteur de sécurité	Propriétés d'un échantillon de roche		Propriétés du massif
	Borne Sup. (EPP)	Borne Inf. (EPB)	Borne Sup. (EPP)
pente nord-est	2,0 à 2,5	1,4 à 1,7	1,5 à 1,6
pente sud-ouest	2,5 à 3,3	2,0 à 2,5	1,5 à 1,6

Comme on le voit, la pente nord-est s'est avérée significativement moins stable que la pente sud-est.

La plupart des valeurs figurant dans le tableau ci-dessus sont basées sur des valeurs de la résistance des formations rocheuses des pentes obtenues au laboratoire, car aucune valeur de la résistance du massif ne figurait dans les documents DIRCEN/CEA. Plusieurs calculs ont été effectués, pour le cas EPP seulement (c'est-à-dire $\alpha = 0$ sur la Figure 2.26b), en utilisant les estimations de la résistance du massif rocheux suggérées au Chapitre 2.5 du présent rapport. Le domaine de transition « stable-instable » a été trouvé de 1,5 à 1,67, la valeur « vraie » du seuil d'instabilité étant vraisemblablement

plus proche de 1,5. On n'a pas fait d'analyse pour le cas EPB, parce qu'il n'y avait pas de fondement solide sur lequel baser une estimation de la valeur du paramètre de radoucissement α (Figure 2.26b). Clairement, cependant, le facteur de sécurité devrait dans ce cas être inférieur à 1,5 et pourrait approcher l'instabilité intrinsèque définie par un facteur de sécurité de 1,0 ou moins. Il est donc probable que la pente nord-est, avec son profil actuel, pourrait être proche de l'instabilité ; un chargement additionnel, tel que celui qui pourrait résulter d'explosions, ou d'une future accréction latérale de corail, pourrait avoir pour résultat un effondrement des carbonates supérieurs.

2.7.5 Stabilité sous le chargement résultant d'une explosion

L'analyse dynamique 2D a été conduite en retenant les mêmes conditions à la limite et les mêmes conditions de chargement que pour l'analyse des affaissements (voir Figure 4.8). La Figure 4.11 montre les contours des zones de distorsion plastique produites dans les carbonates par une explosion de 150 kt tirée à une profondeur de 900 mètres, comparable aux essais de plus fortes énergies conduits dans la zone d'essais 4. On voit qu'une région de distorsion plastique se développe parallèlement à la pente de l'océan dans toute l'épaisseur des carbonates. Selon les valeurs retenues pour les paramètres de résistance et de radoucissement des carbonates de la région sud-ouest, la pente pourrait être stable ou pourrait être immédiatement instable sur toute la profondeur des carbonates. Cette dernière situation peut, au moins en partie, être responsable des grands effondrements rapides qui ont résulté des essais Nestor et Priam. Ceci reste une conjecture, car la localisation de ces essais par rapport aux effondrements de pente (voir Figures 2.12 et 5.1) ne nous est pas connue.

Dans le cas de l'essai Tydée, on sait que le glissement principal est survenu approximativement à 2 km à l'ouest du point d'explosion (voir Figure 2.11). Pour examiner ce cas, une analyse dynamique 3D a été conduite. Dans ce modèle, on a supposé que toutes les unités géologiques le long de la couronne avaient la même résistance. La figure 5.14, par exemple, montre les déplacements verticaux en différents points de la pente océanique tels qu'ils résultent de l'explosion. On voit (comme il était prévisible) que les effets (les déplacements, dans ce cas) diminuent avec la distance à l'explosion. Comme on suppose que les propriétés sont uniformes dans l'espace, la rupture devrait plus vraisemblablement s'amorcer au point de la pente le plus proche du point d'explosion. La probabilité que la rupture démarre sur la pente à 2 kilomètres de distance de ce point (ce qui s'est passé en réalité) devrait être faible.

Deux hypothèses apparaissent plausibles :

- 1° le matériau composant la pente océanique à 2 kilomètres du « point le plus proche » est beaucoup moins résistant qu'il ne l'est dans la région du point le plus proche ;
- 2° des irrégularités de la surface de la pente conduisent à amplifier ou à concentrer, à cette distance de 2 kilomètres, l'amplitude de l'onde due à l'explosion, de sorte que la résistance du matériau est dépassée à cet endroit.

Une combinaison des hypothèses (1) et (2) est aussi possible. Comme noté plus haut, les sédiments s'accumulent sur les flancs de l'atoll dans les vallées entre les crêtes. L'action de l'onde sur l'interface entre les flancs pourrait produire une augmentation locale de la pression de pore dans les sédiments (qui peuvent comporter des blocs volumineux) en conduisant à une instabilité majeure, une descente rapide des sédiments et les effets associés de création de vague. Une hypothèse assez proche est présentée à l'annexe R. Le caractère en général résistant, fragile, des carbonates de la région sud-ouest, l'absence relative de sédiments en profondeur dans cette région, l'activité micro-sismique apparemment faible, se conjuguent pour indiquer que les pentes sud-ouest demeureront mécaniquement stables en l'absence de futures expérimentations sous la couronne de l'atoll.

2.7.5.1 Pente nord-est de Mururoa

Les essais conduits dans le voisinage immédiat de la zone d'essais 1 présentaient des énergies bien plus faibles (toutes inférieures à 10 kt) que celles des essais de la zone 4, mais la combinaison d'une profondeur d'enfouissement relativement réduite et de la présence de calcaires crayeux peu résistants a eu pour résultat sur les carbonates un effet de déstabilisation. La Figure 2.27c montre les contours des distorsions plastiques développées dans les carbonates, après une explosion de 10 kt à une profondeur de 650 mètres dans le massif volcanique sous la couronne nord-est. En comparant les zones plastiques de la Figure 2.27b (cas d'un chargement statique) avec celles de la Figure 2.27a (cas d'un chargement dynamique), on voit que le chargement dynamique (qui superpose aux forces de gravité du cas statique des forces issues de l'explosion, de direction radiale et orientées vers l'extérieur) engendre une zone de distorsion plus étendue. La différence est particulièrement prononcée dans la région supérieure de la couronne, avec une surface de rupture potentielle qui s'étend maintenant sous la totalité de la couronne jusqu'au lagon. La surface de rupture trouvée est cohérente avec les résultats des calculs des scientifiques du CEA (voir Figure 2.27c) et suggère que les déformations de fluage observées depuis 1980 dans la région nord-est de Mururoa sont dues, dans une considérable mesure, aux essais souterrains. L'onde dynamique a pour effet de former une fracture inclinée dans les formations carbonatées supérieures fragiles et des déformations de distorsion dans les calcaires crayeux. La fracturation des formations fragiles a pour résultat un chargement supplémentaire sur les calcaires crayeux et donc un fluage plus rapide. Les fractures verticales moins étendues du voisinage immédiat de la pente océanique [des fissures de traction visibles, avec des ouvertures jusqu'à 2 mètres et plus par endroit (sous-marines)] sont vraisemblablement provoquées initialement par chargement statique, mais évoluent du fait des mouvements induits par les effets des explosions ultérieures (voir Figure 5.6).

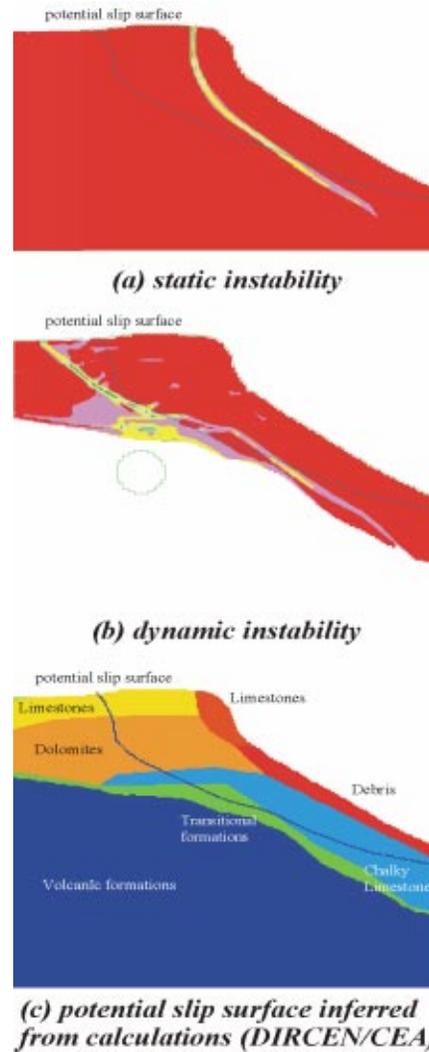


FIG. 2.27 Déformations calculées des pentes océaniques dans la zone nord-est de Mururoa, dans les cas d'un chargement statique et d'un chargement dynamique : (a) déformation statique sous chargement hydrostatique et par les forces de gravité (contours des déformations plastiques de distorsion pour un modèle radoucissant et un facteur de sécurité de 2,0 ; voir Figure 5.21) ; (b) déformation après chargement dynamique (contours des déformations plastiques de distorsion pour un modèle radoucissant après une explosion de 10 kt à une profondeur de 650 mètres ; voir Figure 5.23) ; et (c) modèle géotechnique sur lequel on a porté la surface de glissement potentielle (Document DIRCEN/CEA n° 7 ; voir Figure 5.12). Note : la surface de glissement potentielle a été déduite de calculs effectués par le DIRCEN/CEA

La modélisation des effets des explosions de grande énergie tirées à plus grande distance de la couronne (c'est-à-dire, les essais effectués sous le lagon) indique que celles-ci peuvent provoquer des effets transitoires tels que ceux observés sur les déformations mesurées de la zone nord-est (Figures 5.8 et 5.9). Les augmentations transitoires de la vitesse de fluage en novembre 1985 et 1987, par exemple, coïncident avec les essais Mégarée et Pélée respectivement, tirés dans la zone d'essais 5. Il semble également plausible que, pour des essais d'énergie encore plus grande, tels que ceux conduits sous le lagon de Fangataufa, l'effet dynamique pourrait être tel qu'il engendre des effets de déformation encore plus importants, et de durée encore plus longue. Dans les deux cas, cependant, il semble vraisemblable que ces effets tendent à s'atténuer avec le temps.

2.7.5.2 Pente nord-est de Fangataufa

Selon les scientifiques du CEA, l'observation micro-sismique et les mesures topographiques directes à Fangataufa (Document DIRCEN/CEA n° 7, Section VII) indiquent que les essais ont réactivé des déplacements de fractures préexistantes dans la région Kilo-Frégate, mais que ces mouvements paraissent, pour l'essentiel, s'être arrêtés depuis 1992 : la dernière campagne (1995/1996) n'a provoqué aucune augmentation significative de ces mouvements » [Document DIRCEN/CEA n° 7, p.38].

2.7.6 Possibilités d'instabilités ultérieures à Mururoa et Fangataufa

La CGI est en accord avec les conclusions tirées par les scientifiques du CEA quant aux points suivants :

- 1° les pentes du côté océan de la couronne sud-est de Mururoa sont maintenant stables et ne présenteront vraisemblablement pas de modifications dont l'origine résiderait dans le programme d'expérimentations souterraines ;
- 2° la couronne nord-est de Mururoa poursuivra vraisemblablement sa tendance apparente actuelle à la stabilisation. Une surveillance périodique pendant plusieurs années (environ vingt) visant à confirmer cette impression est recommandée.

En ce qui concerne la couronne nord-est de Mururoa, la CGI donne acte de ce que les déformations mesurées (voir Figures 5.8 et 5.9) montrent une tendance à la diminution des vitesses qui pourrait impliquer une éventuelle stabilisation (Bouchez *et al.* 1997). Il est également possible, cependant, si l'on a à l'esprit les déformations déjà supportées par les calcaires crayeux (environ 0,5%), que cette formation rocheuse entre dans un régime caractérisé par une chute de résistance significative, conduisant à une accélération des déformations et finalement à la rupture. Compte tenu du grand volume de roches impliqué dans ces déformations, et du risque de vagues d'amplitude comparable, ou supérieure, à celle qui a suivi l'effondrement consécutif à Tydée, on recommande qu'un programme soigneux de surveillance soit poursuivi pendant une vingtaine d'années, ou jusqu'à ce que la stabilité future de cette région puisse être évaluée de manière

plus certaine. On peut attendre que les signes d'une accélération des déformations, qui conduirait à un effondrement final, puissent être détectés quelques semaines à quelques mois avant une rupture éventuelle. Ceci laisserait un temps suffisant pour alerter toute personne qui pourrait se trouver en danger du fait de l'effondrement de pente.

En conclusion, la zone nord-est de Mururoa est fondamentalement la seule pour laquelle subsistent des préoccupations quant à la stabilité locale. Les modifications introduites en 1980 (c'est-à-dire la limitation des énergies des tirs sous la couronne et le déplacement des essais vers le sous-sol des lagons) ont supprimé l'éventualité d'une conséquence supplémentaire du point de vue de la stabilité, en un autre point des atolls, des expérimentations souterraines.

Les essais souterrains n'ont eu de conséquence globale pour la stabilité d'aucun des deux atolls. Cette conclusion est évidente quand on prend en considération l'extension géométriquement limitée des effets des tirs dans les zones d'essais, du point de vue de la stabilité ; elle est confortée par les observations (Document DIRCEN/CEA n° 7) selon lesquelles le niveau moyen de l'océan à Mururoa pendant les 17 dernières années n'a montré aucun écart à la tendance observée pendant la même période dans d'autres régions du Pacifique Sud ; en d'autres termes il n'y a eu aucun effet des essais nucléaires souterrains sur la stabilité d'ensemble de Mururoa. La même remarque vaut très probablement pour Fangataufa, mais aucune mesure spécifique du niveau de l'océan n'est disponible pour cet atoll.

2.8 Ecoulement naturel de l'eau souterraine dans un atoll

De façon générale, l'hydrologie d'un atoll est bien comprise. (Les études conduites à Mururoa et Fangataufa par les scientifiques du CEA ont grandement contribué à cette compréhension). L'écoulement dominant de l'eau souterraine se fait de l'océan vers l'intérieur de l'atoll, dans un mouvement ascendant dirigé vers le centre du lagon de l'atoll (Figure 2.28). La composante verticale de l'écoulement a son origine dans l'«endowpelling». L'eau contenue dans les pores et les fractures, à l'intérieur du massif rocheux saturé, est réchauffée par le flux de chaleur qui monte de la croûte terrestre à travers l'atoll vers la surface, et crée des forces ascensionnelles d'origine thermique qui agissent sur l'eau souterraine. L'eau de l'océan qui entoure l'atoll est plus froide et plus dense que l'eau contenue dans l'atoll, de sorte qu'une circulation se met en place, dans laquelle l'eau de mer se déplace des flancs de l'atoll vers le centre en montant vers la surface pour déboucher dans le lagon.

La combinaison de l'ascension d'origine thermique et de la perméabilité relativement beaucoup plus élevée des carbonates, en comparaison de celle du massif volcanique, produit le profil de température caractéristique observé dans les carbonates. La température de la roche (et de l'eau souterraine) décroît d'abord avec la profondeur sous la surface, puis commence à croître avec la profondeur. La température de l'eau dans l'océan présente aussi un minimum à une certaine profondeur.

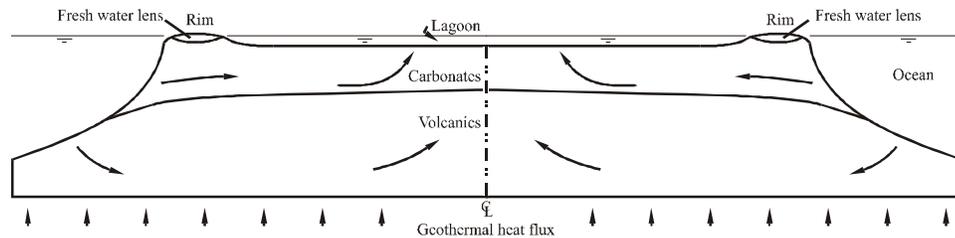


FIG. 2.28 Coupe schématique d'un atoll (d'après Perrochet et Tacher, 1997a)

2.8.1 Écoulement de l'eau dans les carbonates

La valeur calculée de la température minimale, et de la profondeur à laquelle cette valeur est atteinte en différents endroits de l'atoll, dépendent de la perméabilité et des propriétés thermiques des carbonates et peuvent être utilisées pour « calibrer » le modèle d'écoulement de l'eau souterraine dans les carbonates. Cette technique a été utilisée par les scientifiques du DIRCEN/CEA et a été validée par la CGI ; elle est discutée au Chapitre 6, Section 3.

La conclusion principale qui peut être tirée des études par modèle numérique des profils de température conduites par la CGI est la suivante : les profils de température dans les carbonates peuvent être pratiquement aussi bien expliqués par plusieurs hypothèses différentes de régimes de perméabilité. Celle que la CGI considère comme la plus vraisemblable est l'existence d'un niveau karstique très perméable dans la partie inférieure des carbonates, interconnecté latéralement de sorte qu'il s'étend à travers tout l'atoll, présentant une transmissivité de $0,1 \text{ m}^2/\text{s}$ (typiquement une couche de 10 mètres d'épaisseur de perméabilité 10^{-2} m/s), et surmonté par une épaisse série de coraux d'une perméabilité isotrope moyenne de 10^{-5} m/s (plusieurs horizons karstiques sont observables sur les carottes prélevées en forage). D'autres hypothèses possibles consisteraient à affecter d'une perméabilité de 10^{-4} m/s une couche unique isotrope, ou à considérer une couche unique anisotrope dont les perméabilités horizontale et verticale seraient 10^{-3} m/s et 10^{-4} m/s respectivement.

2.8.2 Perméabilité du massif volcanique

La valeur de la perméabilité naturelle à grande échelle du massif volcanique a été établie à 10^{-7} m/s ou moins. Une perméabilité plus élevée du massif volcanique donnerait un profil non linéaire de la température en fonction de la profondeur (le profil linéaire observé indique que le transfert de chaleur survient principalement par conduction thermique). Pour des perméabilités plus élevées, une part du transfert de chaleur s'effectuerait aussi par convection, ce qui produirait un profil convexe vers le haut.

La limite supérieure de 10^{-7} m/s est confirmée par le calcul inverse du temps nécessaire pour remplir d'eau la cavité formée dans le massif volcanique après une explosion souterraine (Chapitre 6).

La perméabilité mesurée sur des carottes de roches volcaniques est de l'ordre de 10^{-10} m/s, ce qui indique que l'écoulement de l'eau dans le massif volcanique s'effectue surtout par des fractures conductrices, interconnectées, qui n'apparaissent pas dans des échantillons de la dimension des carottes.

2.8.3 Vitesses de Darcy

Les résultats décrits ci-dessus conduisent aux estimations suivantes des débits de Darcy (« vitesses ») naturels :

dans les carbonates : 0,5 m par an à 2 m par an, à la fois dans les directions horizontale et verticale

dans le massif volcanique : 2 mm par an dans la direction verticale, 5 mm par an dans la direction horizontale

2.8.4 Vitesses de l'eau dans les pores

Les vitesses de Darcy (v_d) peuvent être transformées simplement en vitesses de l'eau dans les pores (v_i), si la porosité de la roche (ϕ) est connue, en utilisant la relation

$$v_i = v_d / \phi$$

Pour les carbonates, on estime que ϕ vaut environ de 30% à 40% (disons 35%). Pour le massif volcanique, une valeur de 10% est une estimation raisonnable de la porosité de matrice (ϕ_m), c'est-à-dire associée aux pores de petites dimensions dans le basalte. Toutefois, si l'écoulement a lieu dans le réseau de fractures sans qu'il y ait d'échanges de fluide entre les parois des fractures et les pores de la matrice, une valeur de la porosité de fracture (ϕ_F) beaucoup plus basse (10^{-4} , ou 0,01%) serait mieux appropriée.

Avec les valeurs précédentes [$(\phi_m)_{carb} = 35\%$; $(\phi_F)_{volc} = 10\%$], les vitesses de l'eau dans les pores (ou les fractures), soit v_i , sont :

massif volcanique

avec $\phi_m = 0,1$: $v_i = 20$ mm/an dans la direction verticale
50 mm/an dans la direction horizontale

avec $\phi_F = 10^{-4}$: $v_i = 20$ mm/an dans la direction verticale
50 mm/an dans la direction horizontale

carbonates

avec $\phi_m = 0,35$: $v_i = 1,5$ m/an à 6 m/an, dans toutes les directions

2.9 Effet des explosions nucléaires sur la perméabilité du massif

L'« endommagement » subi par la roche à diverses distances d'une explosion nucléaire souterraine a été discuté plus haut (voir Figure 2.10, et aussi Chapitre 3). Ses manifestations vont de la vaporisation de la roche puis sa fusion (suivies d'un retour à l'état solide), la compaction et la distorsion, puis une fracturation modérée, non connectée

lorsque l'intensité des effets décroît, jusqu'à, finalement, l'absence d'effets. Il n'est pas possible d'établir, de manière fiable, la relation qui à chaque étape relie l'« endommagement » et la perméabilité résultante. On peut attendre que les régions qui ont été le plus intensivement affectées par le choc résultant de l'explosion (c'est-à-dire la « peau » qui est fondue) présentent une perméabilité beaucoup plus basse, alors que les régions à plus grande distance radiale peuvent voir leur perméabilité augmenter. Des modifications non monotones de la perméabilité peuvent s'expliquer par la compétition entre l'effondrement des pores et la fracturation, sous l'action des contraintes développées derrière l'onde de choc (Nikolaevskiy, 1996). De ce fait, l'effondrement de la cheminée qui survient peu après une explosion joue un rôle significatif en interconnectant et/ou « court-circuitant » des régions où l'endommagement est différent. Il ne semble pas que des mesures directes de la perméabilité après explosion aient été effectuées dans les diverses régions du CEP. Des estimations indirectes ont été tentées, fondées sur l'observation du temps requis pour remplir l'espace libre de la « cavité-plus-cheminée ». L'évaluation faite par la CGI (voir Chapitre 7) indique qu'une multiplication de la valeur de la perméabilité par un facteur de 10 à 100 (suivant l'extension radiale prise en compte, soit $R_{permaugm} \approx 2,5R_c$) est cohérente avec les vitesses observées de remplissage après explosion.

2.9.1 *Écoulement dans le voisinage d'un site d'essai après une explosion*

L'eau qui s'écoule pour remplir la cavité-plus-cheminée produite par une explosion est rapidement chauffée et portée à une température supérieure, de 25°C à 50°C, aux températures de la roche et de l'eau avant l'explosion. Comme le volume de la cavité formée augmente proportionnellement à l'énergie du tir, la température atteinte ne dépend pas de l'énergie du tir. À l'intérieur de la cheminée, une circulation convective intense mélange intimement les eaux contenues. La chaleur se dissipe lentement, par conduction dans le massif rocheux et advection dans l'eau souterraine, qui engendrent un mouvement ascensionnel puissant et une vitesse verticale élevée en direction de la surface. Cet écoulement dirigé vers le haut voit son intensité diminuer à peu près exponentiellement avec le temps, jusqu'à atteindre au bout d'à peu près 500 ans un régime permanent de vitesses qui sont un peu supérieures à celles qui existaient avant l'essai (à cause de l'accroissement local de perméabilité).

Cet écoulement ascensionnel d'origine thermique produit par l'explosion constituant le vecteur principal du transport des radionucléides depuis la cavité et la cheminée vers la biosphère à travers le massif rocheux, on a simulé, par modélisation numérique, une grande variété de cas, impliquant plusieurs énergies distinctes, plusieurs profondeurs de tir, etc., et incluant les essais dans lesquels la cheminée a atteint les carbonates. Ces calculs sont présentés en détail au Chapitre 7. Plusieurs observations générales méritent d'être notées. Dans la situation (hypothétique) extrême d'une explosion de 150 kt, dans laquelle la cheminée atteint les carbonates, et l'accroissement de température de l'eau

dans la cavité-plus-cheminée est de 50°C, la vitesse de Darcy maximale (verticale, dirigée vers le haut) dans les carbonates a été trouvée égale à 58 mètres par an au pic, qui est atteint après un an ; la valeur moyenne sur 100 ans étant égale à 18 mètres par an. Alors les vitesses réelles (interstitielles) dans les carbonates ($\phi = 35\%$) seraient de l'ordre de 100 à 150 mètres par an pendant les premières années après l'explosion. Le tritium, radionucléide qui se déplace avec la vitesse de l'eau qui le transporte (c'est-à-dire qu'il n'y a pas de « retard »), pourrait arriver dans le lagon dans un délai de deux à trois ans après une telle explosion.

La présence d'un niveau karstique épais (≈ 50 mètres) à la base des carbonates peut conduire à une dispersion et une atténuation considérables du panache thermique (voir Figures 7.17 et 7.18) et également à une réduction de la vitesse verticale dans les carbonates.

La Figure 2.29 montre des extraits des Figures 7.17 et 7.18 qui comparent les panaches thermiques produits par une explosion de 150 kt sous la couronne de l'atoll à des périodes de 1 an et 50 ans après l'explosion. On a supposé qu'il n'y avait pas de couverture volcanique au-dessus de la cheminée pour les deux configurations examinées : (a) il n'y a pas de niveau karstique au-dessus de la cavité, (b) il y a un niveau karstique de 50 mètres d'épaisseur au-dessus de la cavité.

Dans le cas où cette forte explosion (150 kt) survient avec une couverture volcanique résiduelle de 100 mètres au-dessus de la cheminée, la vitesse de Darcy maximale dans le massif volcanique est de l'ordre de 0,6 à 1,2 mètre par an.

Pour une petite explosion (5 kt), avec une couverture volcanique de 15 mètres, la vitesse de Darcy maximale dans le massif volcanique varie de 0,1 à 1,3 mètre par an, selon les hypothèses retenues pour les perméabilités et pour l'accroissement initial de température. Après 100 ans, une vitesse de régime permanent, variant de 0,03 à 0,3 mètre par an, est atteinte.

Les mesures effectuées par le CEA (document DIRCEN/CEA n° 9) indiquent que du tritium (3H) a été détecté dans les carbonates inférieurs (niveau karstique) en plusieurs endroits, à Mururoa et à Fangataufa. Ceci tend à confirmer l'impression suivant laquelle l'épaisseur de couverture « intacte » au-dessus de la plupart des cheminées résultant d'une explosion a été jusqu'ici suffisante pour prévenir tout relâchement significatif de tritium (ou de tout autre radionucléide) dans les carbonates. Dans quelques cas (15 environ) cependant, les caractéristiques du massif rocheux au-dessus de la cheminée n'étaient pas telles qu'il puisse empêcher un écoulement rapide d'eau souterraine depuis la cheminée jusqu'aux carbonates, et vers le lagon.

2.9.2 *Courts-circuits potentiels entre les cavités résultant des explosions et la biosphère (c'est-à-dire le lagon)*

La nature hétérogène des processus de dépôt, qui caractérise aussi bien le massif volcanique que les carbonates, la création de fractures et de failles associées à la conso-

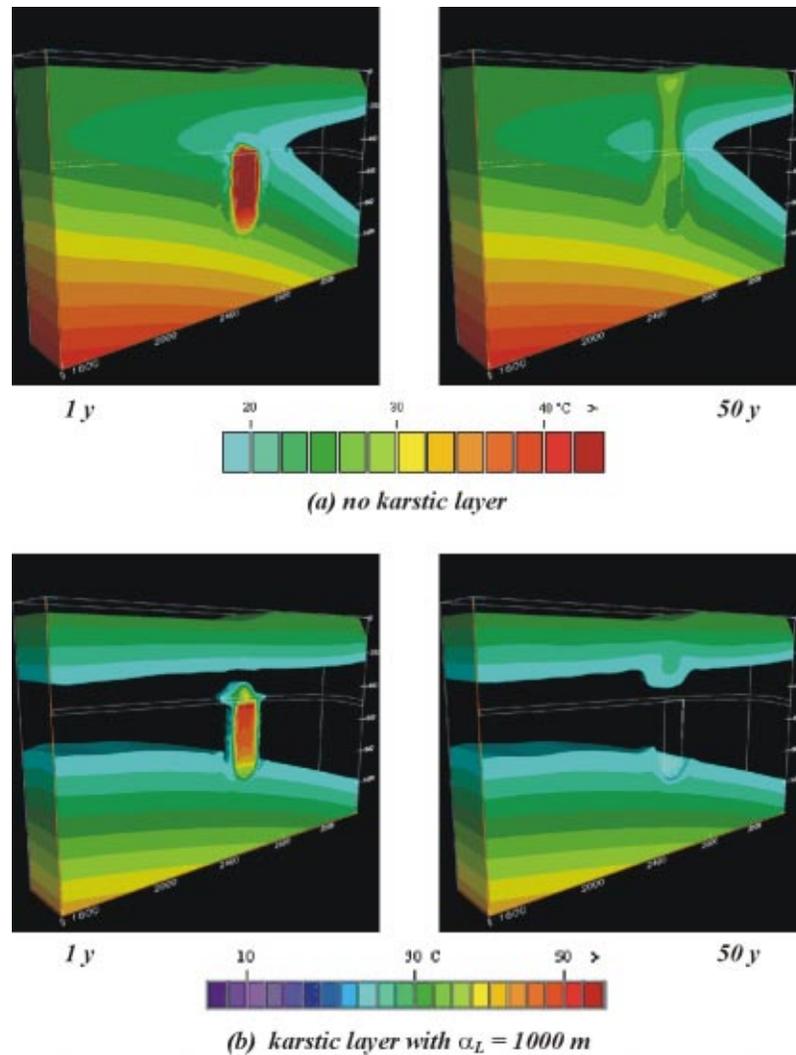


FIG. 2.29 Panache thermique engendré par une explosion hypothétique de 150 kt tirée sous la couronne, sans couverture volcanique au-dessus de la cheminée créée par l'explosion, 1 an et 50 ans après l'essai (a) en supposant qu'il n'y a pas de couche karstique à la base des carbonates et (b) en supposant l'existence d'une couche karstique à la base des carbonates [Note sur la similitude : la température du fluide dans la cheminée est indépendante de l'énergie de l'explosion, Y (et donc de la taille de la cavité)]. La largeur du panache initial (c'est-à-dire le diamètre de la cheminée) est proportionnelle à $Y^{1/3}$. La vitesse de décroissance des effets thermiques est approximativement proportionnelle à $Y^{2/3}$ (c'est-à-dire que la distribution de températures dans le voisinage du panache après 1 an, pour une explosion de 150 kt, serait analogue à la distribution relative à une explosion de 10 kt après un laps de temps égal à $1 \text{ an}/(15)^{2/3} = 2 \text{ mois}$)

luidation dans les roches volcaniques, incluant la possibilité d'événements de type caldera (par exemple dans le secteur Viviane à Mururoa), suggèrent que des variations substantielles de la conductivité hydraulique au sein de l'atoll sont probables. Ces variations peuvent-elles être si importantes et d'une telle extension (par exemple, sous la forme de tubes de lave) qu'elles puissent constituer des « courts-circuits » efficaces entre les chambres, sièges des explosions souterraines, et la biosphère (la couronne, le lagon, l'océan) ? (Voir la discussion à l'annexe F). Les scientifiques du DIRCEN/CEA notent que, au cours du forage de plus de 300 puits qui ont traversé les carbonates et le massif volcanique (150 puits de diamètre 1,5 mètre, un nombre équivalent de sondages de prélèvement radiochimique post-tir, et un grand nombre de puits d'exploration géologique), aucun court-circuit « naturel » de cette espèce n'a été observé. Par ailleurs, ces plus de 300 sondages constituent-ils des cheminements potentiels en court-circuit vers la biosphère ?

2.9.3 Sondages de prélèvement radiochimique post-tir

S'ils étaient laissés ouverts après la récupération de carottes de lave dans chaque cavité, les sondages de prélèvement constitueraient évidemment une voie de passage direct vers la biosphère. Les scientifiques du DIRCEN/CEA indiquent que chacun de ces puits a été soigneusement rebouché au moyen de ciment sur toute la hauteur du massif volcanique après qu'on en eut retiré les cuvelages temporaires, mis en place dans les puits pour empêcher qu'ils ne se bouchent pendant qu'on les utilisait. Les puits n'ont pas été cimentés au niveau des carbonates. La CGI ne dispose d'aucune information qui ferait penser que les opérations de bouchage n'ont pas été conduites avec succès.

2.9.4 Puits où les engins sont placés

Le forage de 150 puits environ^{††} verticaux, de 1,5 mètre de diamètre, destinés à la mise en place des engins nucléaires à la profondeur prescrite, introduit un court-circuit potentiel vers la biosphère. Dans chaque cas on a pris soin, comme le décrivent Bouchez et Lecomte (1996), de sceller ces trous avec un bouchon de béton, jusque cent mètres au moins au-dessus de la position du toit de la cheminée. La composition du bouchon était conçue pour assurer que l'onde de choc voyage moins vite dans le bouchon que dans la masse rocheuse, apparemment avec l'intention de développer un effet de « serrage », par dilatation de la roche qui se referme sur le bouchon pendant le passage de l'onde de

^{††}Selon les scientifiques du DIRCEN/CEA, plusieurs de ces puits (de 5 à 10) ont été forés dans des régions du lagon où les essais étaient effectués, à Mururoa, mais n'ont pas été utilisés ultérieurement. Ces puits étaient fermés au moyen d'un bouchon de ciment de quelques mètres d'épaisseur disposé au sommet des carbonates, mais ont été laissés ouverts sous ce bouchon sur toute leur hauteur (c'est-à-dire au droit des carbonates et du massif volcanique). L'eau de ces puits fait maintenant l'objet de prélèvements et ces puits constituent une partie du réseau de prélèvements. Bien qu'ils ne soient pas directement liés à une source de radionucléides, comme c'est le cas quand les puits ont été utilisés pour un tir, ces trous laissés ouverts augmentent localement la perméabilité du massif rocheux dans leur voisinage.

choc consécutive à l'explosion. Ainsi, le diamètre de cheminée associé à une explosion souterraine varie de 24 mètres, pour un essai de 1 kt, à 105 mètres (c'est-à-dire 10 fois la racine cubique de l'énergie) pour un essai de 150 kt.

Si le scellement du puits lui-même a probablement été efficace pour la plupart, sinon tous les essais, le forage peut aussi altérer l'intégrité de la roche dans le voisinage du puits, c'est-à-dire dans un espace annulaire situé immédiatement autour du puits. Cette région, que l'on appelle «Disturbed Rock Zone» (ou DRZ, Zone où la Roche est Perturbée) est un sujet de préoccupation dans la conception du scellement des ouvrages destinés à l'enfouissement des déchets radioactifs. Comme l'intensité de l'état de contrainte naturel en profondeur est plutôt faible à Mururoa et Fangataufa (voir Chapitre 2), l'extension de la DRZ devrait être suffisamment petite pour être négligée, sauf dans des zones où le massif rocheux est localement moins résistant, ou a été perturbé, et/ou dans les zones où la hauteur de la couverture volcanique intacte au-dessus de la cheminée est réduite. L'existence d'une zone perturbée paraît avoir été la cause d'un relâchement précoce de tritium dans les carbonates inférieurs dans le cas de l'essai Lycos, conduit sous le lagon à Fangataufa. L'épaisseur nominale de la couverture volcanique, soit 140 mètres, aurait normalement dû être suffisante pour prévenir un tel relâchement.

Les observations faites par le DIRCEN/CEA dans les carbonates inférieures indiquent qu'il y a eu des relâchements (ou «fuites») de tritium, césium et strontium dans un nombre relativement peu élevé d'essais souterrains (environ 15 sur les 147 essais), avec toutefois des concentrations limitées. Les scientifiques du DIRCEN/CEA affirment que plusieurs des relâchements précoces observés à Mururoa résultent des essais appelés CRTV [essais d'énergie faible (≈ 8 kt)], peu profonds, à l'issue desquels le toit de la cheminée a atteint le sommet du massif volcanique.

L'étude de ces relâchements de tritium a permis à la CGI d'apprécier la validité d'un «modèle de mélange» (annexe S) proposé pour décrire l'écoulement dans les carbonates, et la validité de l'estimation faite des valeurs des vitesses de Darcy dans les roches volcaniques au-dessus des cheminées.

Les études de modélisation hydrogéologique, auxquelles il a été fait allusion plus tôt au cours de cette discussion, ont donné lieu à l'examen d'une gamme de situations plus extrêmes que celles qui ont résulté des essais conduits à Mururoa et Fangataufa. Le cas d'un essai de 150 kt à une profondeur telle qu'il ne subsiste aucune couverture volcanique («no volcanic cover», voir Figure 7.18 par exemple) est beaucoup plus sévère que les cas réels des 12 essais CRTV (caractérisés par l'absence de couverture volcanique). Selon les scientifiques du DIRCEN/CEA, tous les essais CRTV ont une énergie de «moins de 10 kt». Néanmoins, la situation que nous supposons avoir été celle résultant de l'essai Lycos et, jusqu'à un certain point peut-être, de l'essai Tydée, comme indiqué à la Figure 1.16, tendent à s'approcher de la situation décrite par la Figure 7.18.

2.10 Effets des ruptures des pentes sur l'hydrologie de l'atoll

Comme noté plus haut, les essais sous la couronne de Mururoa ont eut pour résultat des glissements de pente sous-marins substantiels de sa partie sud-ouest (zones d'essais 3 et 4), et un grand glissement potentiel dans la couronne nord-est (zone d'essais 1). A Fangataufa, de longues cassures se sont développées sur le flanc nord-est, même si aucun essai n'a été conduit directement sous cette couronne. Une activité microsisimique continue de s'y produire, suggérant que de la fracturation et de la déformation se poursuivent. Le rapport 1984 de la mission Atkinson (MoFA Nouvelle Zélande, 1984) a suggéré que l'enlèvement du « tablier protecteur » extérieur de roches faiblement perméables pourrait affecter défavorablement le régime hydrologique :

« La Mission considère qu'un point important a été oublié [par les scientifiques du DIRCEN/CEA et la mission Tazieff (Tazieff, 1982)] concernant le risque potentiel d'effondrement, à savoir que l'effet de tout effondrement de la partie supérieure de la pente de l'atoll est de priver l'atoll de sa peau imperméable extérieure protectrice. Des recherches récentes sur les récifs des Caraïbes et du Pacifique ont montré que les réductions de porosité et les cimentations maximales surviennent le long de la marge extérieure et diminuent en direction du lagon. Les réductions de porosité et les cimentations à Mururoa sont vraisemblablement les plus grandes le long des marges au vent du sud. Les glissements sous-marins enlèveront cette zone extérieure faiblement perméable, augmentant alors la probabilité de mouvements de fluide entre l'océan et le massif rocheux sous la surface... » (p. 91/97). (Traduction)

Les études de stabilité conduites par la CGI, présentées au Chapitre 4, montrent que les ruptures des pentes déjà survenues, et les ruptures à venir, affecteront les couches carbonatées et pas le massif volcanique. L'enlèvement d'une portion de la pente océanique de la couronne, comme mentionné dans la citation ci-dessus, ne crée pas un changement majeur dans la circulation générale de l'eau souterraine dans l'atoll. Comme l'eau se déplace latéralement de l'océan vers l'intérieur des carbonates, cet écoulement est vraisemblablement légèrement augmenté (de quelques pour cent), l'épaisseur de la plaque de roche susceptible de glisser étant faible en comparaison de la quantité de carbonates qui restent en place. L'influence d'une disparition d'une portion de la pente est mineure en comparaison de l'incertitude générale qui concerne la perméabilité du massif rocheux carbonaté, qui ne constitue pas une barrière significative à la migration des radionucléides.

2.11 Influence des karsts sur l'écoulement dans les carbonates

Comme il est noté dans le rapport Atkinson [MoFA Nouvelle Zélande, (1984)],

« La stratigraphie des calcaires de subsurface fournit de larges passages de direction latérale et de grande extension pour des mouvements potentiels de fluide, probablement reliés à l'océan. De tels passages se trouvent aux

profondeurs 8 à 10 mètres, 65 mètres, 90 mètres, 120 à 150 mètres, 280 à 290 mètres, 315 à 340 mètres et 422 mètres. » (Traduction)

Ces horizons karstiques, de forte perméabilité, ont une influence considérable sur l'écoulement souterrain de l'eau dans les carbonates, et, en particulier, sur l'écoulement induit par les explosions souterraines. Comme on le montre au Chapitre 7, les vitesses verticales ascensionnelles (de Darcy) de 58 mètres par an (au pic) et 18 mètres par an (moyenne sur 100 ans), calculées en négligeant toute influence des karsts, se réduisent à des valeurs de 2 à 5 mètres par an quand on suppose l'existence d'un épais horizon karstique (50 mètres) à la base des carbonates.

Le karst a aussi un effet considérable sur les phénomènes transitoires de court terme. Les mesures (Document DIRCEN/CEA n° 6) ont montré que les effets de marée dans l'océan et le lagon (pour ce dernier, avec un décalage de quelques vingt minutes par rapport à l'océan) engendrent une sollicitation sinusoïdale de pression dans l'atoll. Cette sollicitation crée un mouvement oscillatoire de l'eau dans les roches (spécialement dans les carbonates). La modélisation des conséquences de ces effets oscillatoires pour l'écoulement dans les carbonates est discutée aux annexes U et V. Même si cet effet ne modifie probablement pas énormément le flux global d'eau souterraine à travers les carbonates, il pourrait influencer la proportion de radionucléides transportés par l'eau qui arrive finalement dans le lagon, en étalant horizontalement les radionucléides provenant du massif volcanique quand ils parviennent dans les carbonates. Si l'on néglige cet étalement, la plupart des radionucléides arrivent dans le lagon ; si on représente l'étalement par un coefficient équivalent très grand de dispersion latérale (comme dans les documents DIRCEN/CEA) alors un débit de radionucléides s'élevant jusqu'à 50% du total est relâché dans l'océan, le restant étant relâché dans le lagon.

2.12 Conséquences à long terme des essais sur l'hydrologie des atolls

L'effet global à long terme des 137 essais souterrains à Mururoa a été examiné au moyen d'un modèle tridimensionnel de l'atoll. Le modèle a d'abord été mis en oeuvre pour les conditions naturelles ; il a confirmé l'allure générale de la circulation qui a déjà été discutée, mais en incluant une description plus détaillée de la morphologie complexe de l'atoll. On a introduit dans le massif volcanique, pour représenter les 137 essais souterrains, cent trente sept (137) perturbations, correspondant chacune à 7 millions de mètres cubes de roche volcanique, dont la perméabilité, en comparaison de la perméabilité de l'environnement, était multipliée (à cause de la fracturation) par un facteur de 1000 (c'est-à-dire 10^{-4} m/s au lieu de 10^{-7} m/s). Comme les localisations des essais ne sont pas exactement connues, les volumes perturbés associés à chaque essai ont reçu des localisations en partie aléatoires mais cohérentes avec les informations fournies par le DIRCEN/CEA. Le modèle a été alors mis en oeuvre de nouveau, avec les mêmes conditions à la limite que celles qui engendrent l'« endo-upwelling ». Ce calcul a montré

que le débit total dans l'atoll était augmenté de 1% seulement à la suite des 137 essais. Ce résultat est cohérent avec celui trouvé à l'annexe F. En supposant que l'aire horizontale de Mururoa est à peu près de $300 \cdot 10^6$ mètres carrés, et que les essais étaient effectués dans un intervalle de hauteur 600 mètres (c'est-à-dire entre les profondeurs de 500 mètres et 1100 mètres), alors le total de 137 fois 7 millions de mètres cubes, soit un milliard de mètres cubes, de « volume de forte perméabilité » (v_i) est compris dans un volume total (v_o) de l'ordre de $300 \cdot 10^6$ fois 600 mètres soit 180 milliards de mètres cubes. La fraction dans laquelle la perméabilité de la roche a été modifiée (augmentée, dans le cas présent) est

$$v_i/v_o = 1/180 \quad (2.1)$$

soit légèrement plus que 0,5%.

2.13 Le cas de Fangataufa

La CGI n'a pas conduit de calculs spécifiques pour le cas de Fangataufa. Compte tenu des natures très voisines de la géologie et des propriétés de la roche, la situation hydrologique est très semblable à celle de Mururoa, à la fois du point de vue de la situation naturelle et de la situation après les essais souterrains. De ce fait, le caractère plus « équidimensionnel » de l'atoll de Fangataufa tend à augmenter la validité des résultats de la modélisation numérique à deux dimensions axisymétrique, en comparaison du cas de l'atoll de Mururoa, plus allongé. De ce fait, les conclusions générales relatives à l'hydrologie, tirées dans le cas de Mururoa, sont considérées comme également applicables au cas de Fangataufa.

2.14 Effet d'une glaciation mondiale sur l'hydrologie de l'atoll

Comme on l'a dit au Chapitre 2, les atolls ont connu depuis leur formation de nombreux épisodes de glaciation mondiale. Le résultat net de ces glaciations est de faire descendre le niveau de l'Océan Pacifique d'une hauteur qui peut atteindre 100 à 150 mètres dans certains cas. Comme il a été noté précédemment, à l'occasion de la discussion de la Figure 1.4, une descente de 100 mètres du niveau de l'océan dans les prochains 25 000 à 60 000 ans apparaît vraisemblable. Ceci aurait pour résultat une « ré-émergence » de l'atoll au-dessus du niveau de l'eau et la formation de lentilles d'eau fraîche, d'épaisseur nulle sur les bords de l'atoll, mais atteignant une épaisseur de l'ordre de 200 mètres sous le centre de l'« île ». On peut s'attendre à ce que ceci favorise un peuplement de l'atoll, mais puisse aussi éventuellement avoir des conséquences dommageables en raison de relâchements possibles dans l'eau potable de radionucléides à vie longue présents dans le sous-sol du fait de la période d'essais. Cette possibilité a été envisagée dans l'étude de l'AIEA, qui a conclu que les conséquences n'en seraient probablement pas très sévères.

2.15 Effets à longue distance des ondes sismiques produites par les explosions au CEP

La possibilité que des explosions nucléaires puissent déclencher des tremblements de terre est une question qui a été parfois soulevée en relation avec les essais souterrains. On pourrait sans doute arguer qu'une explosion de forte puissance, au voisinage d'une faille active en situation de chargement tectonique et proche de glisser (c'est-à-dire prête à produire un tremblement de terre), pourrait fournir l'élément déclenchant le séisme, mais cette situation ne s'applique pas au cas de Mururoa et Fangataufa. La région est relativement calme sismiquement, avec une activité concentrée dans la croûte (c'est-à-dire à plus de 4 km de profondeur) autour du point chaud des Iles de la Société, situé entre Tahiti et Méhétia (au nord-ouest de Mururoa), du point chaud de l'archipel des Australes, à la montagne sous-marine de Mac Donald (au sud de Mururoa), et du point chaud de l'archipel des Gambiers-Pitcairn situé près de l'île de Pitcairn, au sud-est de Mururoa (Figure 2.30). Le point chaud de Pitcairn est à l'origine des îles de Mururoa et Fangataufa. Ces points chauds sont tous situés à plus de 1000 kilomètres de Mururoa et Fangataufa (Guille *et al.* 1996, pp. 7/8 et 33/34). De ce fait, il n'y a par nature aucune possibilité de réapparition d'un volcanisme à Mururoa et Fangataufa qui résulterait de l'activité actuelle volcanique de régions du Sud Pacifique. L'activité sismique intense de la région Pacifique est concentrée sur le pourtour des limites de plaques tectoniques qui constituent les marges de l'Océan Pacifique, appelé la « Ceinture de Feu »^{‡‡} (associée aux zones de subduction montrées sur le diagramme supérieur de la Figure 2.30). Les limites de plaques sont toutes à plusieurs milliers de kilomètres au moins de Mururoa et Fangataufa et du CEP.

Comme discuté ci-dessus dans le présent Chapitre (voir Figure 2.7), dans le Chapitre 3 (Section 3.52) et dans Bouchez et Lecomte 1996 (Chapitre 5, p. 91), environ 95% ou plus de l'énergie explosive produite par un essai nucléaire souterrain est dissipée dans une sphère de roches très proches de l'explosion (par exemple un rayon de 400 mètres environ pour une explosion de 150 kt). Les 5% ou moins restant s'échappent sous la forme d'une onde élastique divergente, qui s'étale sur un front sphérique de dimension sans cesse croissante, et décroît en amplitude avec la distance à l'explosion. Si l'onde était purement élastique, l'amplitude décroîtrait proportionnellement à la distance radiale. En réalité, une dissipation d'énergie (atténuation) prend place et l'onde décroît en amplitude plus rapidement que proportionnellement à la distance.

... Les résultats montrent que ces effets deviennent extrêmement faibles quand l'onde s'éloigne des sites d'essais. Par exemple, après une explosion de 100 kilotonnes, les

^{‡‡} « La Ceinture de Feu » (ou Ceinture Circum-Pacifique) tire son nom des volcans qui se sont formés sur les terres qui bordent l'Océan Pacifique, où une plaque « plonge » sous une autre dans les zones de subduction. Cette ceinture autour du Pacifique est à l'origine de plus de 90% des tremblements de terre dans le monde.

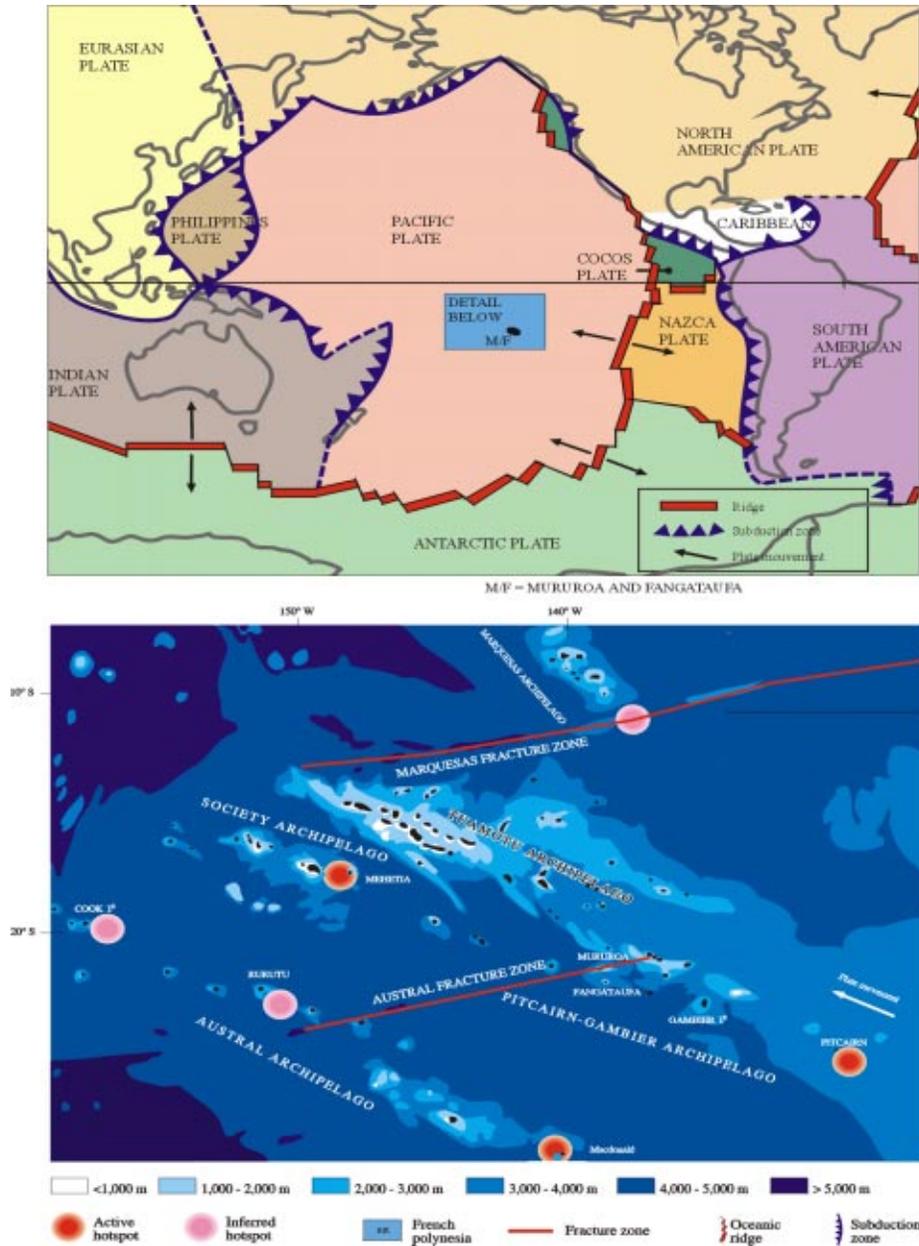


FIG. 2.30 Au-dessus : plaques lithosphériques principales, dorsales océaniques, et zones de subduction sur le contour de l'Océan Pacifique. En-dessous : détail du diagramme ci-dessus, montrant l'alignement des chapelets d'îles, les zones de fracture, et les points chauds, identifiés ou inférés, autour de Mururoa et Fangataufa (Guille *et al.* 1996)

mouvements de la surface du sol enregistrés [par des sismographes installés sur des îles de Polynésie], à 100 km de distance lors du passage de l'onde de compression, sont inférieurs à 20 micromètres [0,02 mm], et sont donc complètement imperceptibles par l'homme. Pour le même cas d'une explosion de 100 kilotonnes, le sol ne se déplace pas de plus de quelques dixièmes de micromètres à Papeete (Tahiti), située à plus de 1200 kilomètres de Mururoa. (Bouchez et Lecomte, 1996, p. 96).

L'action locale des éléments naturels (vents, vagues, tempêtes...) et des activités industrielles des régions peuplées engendrent des perturbations dynamiques du sol qui sont localement du même ordre de grandeur que les effets à longue distance des explosions. Celles-ci ne peuvent être détectées que par des sismographes sensibles placés dans des régions où le bruit de fond est faible. Il n'est donc pas crédible que des explosions au CEP puissent influencer l'activité sismique (tremblements de terre) à des milliers de kilomètres des essais.

Une discussion des estimations sismiques de l'énergie et de la localisation des essais individuels au CEP est donnée à l'annexe C.

2.16 Surveillance de la stabilité des atolls

Comme discuté plus haut dans ce Chapitre, les explosions souterraines sur les atolls ont eu pour résultat plusieurs effets structuraux importants, parmi lesquels :

1° Dans le massif volcanique

- une cavité-plus-cheminée remplie de remblais, autour de chaque point d'explosion.

Pour la plupart d'entre elles, ces cavités-plus-cheminées sont contenues dans le massif volcanique, mais 12 essais effectués dans les premières périodes, appelés « essais CRTV » (Catégorie 3, voir annexe C) ont produit une cheminée qui a pénétré dans la base des carbonates au-dessus du massif volcanique. Bien que ces douze essais aient eu pour résultat un relâchement précoce de radionucléides (voir annexe S), aucune des cavités résultant de ces explosions ne représente une menace pour la stabilité structurelle, soit à l'échelle locale au-dessus de la cavité, soit à l'échelle de l'atoll (voir annexe H).

2° Dans les carbonates

- des affaissements de surface, atteignant 2 mètres par endroit, des récifs émergés à Mururoa (voir Figure 2.23).

Même si la CGI estime que ces affaissements sont étroitement associés aux déformations des pentes océaniques, les affaissements ne présentent pas un risque du point de vue de la stabilité.

- des glissements de pente affectant les carbonates dans la couronne sud-ouest de Mururoa, pendant la période 1976-1979.

Les essais souterrains ultérieurs à Mururoa ont été conduits essentiellement depuis le lagon. Il n'y a eu, apparemment, aucune activité microsismique significative dans la région sud-ouest depuis que les essais ont été déplacés vers le lagon. Ceci suggère fortement que des effets structuraux additionnels sur les flancs sud-ouest de l'atoll, liés aux essais passés, sont très peu vraisemblables.

- des déformations continues des pentes de la couronne nord-est de Mururoa.

Le volume de roches impliqué dans ces déformations ($0,6 \text{ km}^3$) est à peu près six fois plus grand que celui impliqué dans l'effondrement consécutif à Tydée, qui a engendré une vague de 3 mètres de haut qui a submergé une partie considérable de Mururoa (Document DIRCEN/CEA n° 7, Section V.3) et a recouvert la partie aérienne à Fangataufa, à 45 km.

Une inquiétude justifiée est que le glissement simultané de tout ce volume de pente océanique puisse produire une vague d'une hauteur de l'ordre de 6 à 8 mètres dans le voisinage immédiat du glissement, (Document DIRCEN/CEA n° 12, partie 1), qui pourrait affecter l'île habitée la plus proche qui est Turéia, à 110 km au nord de Mururoa. Turéia présente une hauteur de l'ordre de 5 mètres au-dessus du niveau de la mer.

La zone de pente qui subit des déformations consiste en plusieurs régions quelque peu distinctes, et il ne semble pas vraisemblable que le volume entier glisse en même temps (voir Figure 5.5). Il y a aussi des signes clairs que les vitesses de déformation ont diminué depuis plusieurs années, et donc peuvent se stabiliser sans qu'aucun effondrement majeur n'ait lieu. Compte tenu des incertitudes qui subsistent, et du caractère potentiellement sévère des effets, il est prudent de surveiller cette région dans les années à venir. Le système de surveillance proposé par le CEA/DASE est brièvement décrit ci-dessous.

La géologie de la couronne nord-est de Fangataufa, dans la région comprise entre Empereur et Fox, (voir Frontispice et Document DIRCEN/CEA n° 7, Figure 47), a été aussi sujette à des déformations de fluage et des fracturations de surface, stimulées par les essais dans le lagon de Fangataufa pendant la période 1988-1991. Selon les scientifiques du CEA, l'activité microsismique et le développement de fractures ont décliné après 1991 et ont cessé en 1993. L'activité n'est pas réapparue pendant la dernière campagne d'essais sous le lagon de Fangataufa en 1995-1996. De ce fait, une surveillance future des pentes de Fangataufa n'est pas prévue (Document DIRCEN/CEA n° 12, Partie 1).

2.16.1 Surveillance proposée pour la pente nord-est de Mururoa

L'arrêt des essais à Mururoa et Fangataufa a été suivi par un programme d'actions visant à reconstituer, autant que cela est possible, la situation de l'environnement naturel à la surface des atolls telle qu'elle existait avant les essais. Une grande partie des infrastructures associées aux essais ont été enlevées et le personnel a été réduit au minimum. L'accès aux atolls sera strictement limité dans le futur.

Il est heureux que les développements récents dans la mesure à distance permette de lire et interpréter à distance les données des instruments de surveillance sur les atolls ; c'est-à-dire qu'il est possible de mettre en oeuvre un programme de surveillance qui ne requiert qu'une intrusion minimale dans l'environnement naturel. Le programme élaboré par les scientifiques du DIRCEN/CEA reposera très largement sur la mesure à distance. Le système d'instrumentation proposé, montré schématiquement sur les Figures 2.31 et 2.32, est pour l'essentiel analogue à celui utilisé depuis 1980 (voir Figure 5.6). Les données acquises pendant les 18 dernières années ont permis aux scientifiques du CEA de développer une très bonne compréhension des mécanismes en jeu et des vitesses qui affectent le massif qui se déforme. Ceci peut fournir un guide précieux pour la prévision du comportement futur du massif rocheux, et pour l'établissement de critères de sécurité qui assurent qu'une instabilité future ne conduira pas à un risque pour les personnels à Mururoa, ou pour qui que ce soit dans la région, notamment les habitants de Turéia (La probabilité de conséquences sérieuses d'une vague importante à 110 km de Mururoa devrait être faible, inférieure à celle d'événements naturels dans cette région, tels que tempêtes et tsunamis).

C'est aussi une caractéristique des déformations progressives de type fluage (c'est-à-dire dépendant du temps) de grandes pentes rocheuses que l'effondrement soit précédé par une période *d'accélération du fluage* qui peut être facilement détectée par une instrumentation telle que celle qui est aujourd'hui installée à Mururoa. Ce système est maintenant très complet et comporte une redondance suffisante pour assurer une surveillance appropriée, même en cas de panne ou de dysfonctionnement de l'une de ses composantes.

La procédure à suivre pour alerter le personnel du risque d'un effondrement imminent est basée sur la vitesse relative des déformations à un instant donné, mesurée par extensométrie sur des cables horizontaux (voir diagramme supérieur de la Figure 2.32 ; voir aussi la Figure 5.18) et dans les sondages inclinés (voir diagramme inférieur sur la Figure 1.32 ; voir aussi Figure 5.9), la vitesse mesurée avant 1985 servant de référence.

Comme indiqué dans le Document DIRCEN/CEA n° 12, la vitesse de déformation relative, couramment désignée comme V.R. (Vitesse Relative) est traduite en niveau de risque, défini en termes de délai attendu avant un effondrement (imminent) majeur. Les définitions de ces niveaux de risque et des délais (avant l'effondrement) sont données ci-dessous.

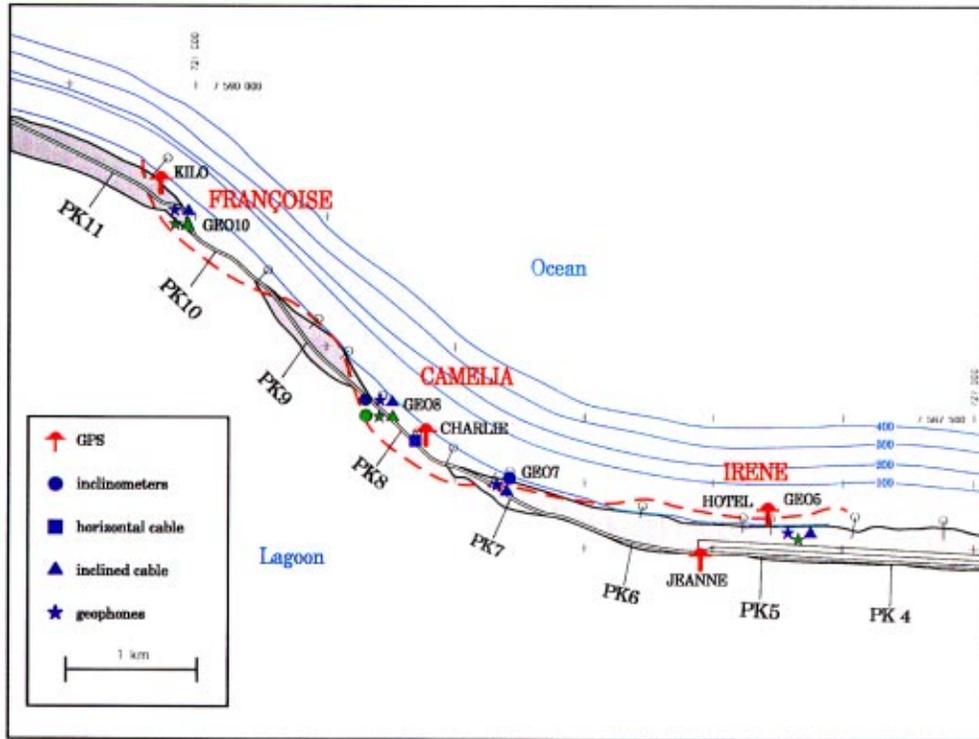


FIG. 2.31 Système de surveillance dans la zone nord-est de la couronne de Mururoa ; vue en plan (d'après Document DIRCEN/CEA n° 7)

Niveau 0	$VR < 2$	Situation normale.
Niveau 1	$2 < VR < 6$	Situation réversible. Pas de risque immédiat.
Niveau 2	$6 < VR < 12$	Situation réversible. Préavis supérieur à 1 semaine.
Niveau 3	$VR > 12$	Situation irréversible. Préavis supérieur à 1 jour.

Quoique orienté vers la surveillance de la pente nord-est, le système de surveillance comportera des composantes qui vérifieront périodiquement la situation dans d'autres parties de l'atoll. On considère que le système implique deux parties : l'une est un système permanent fonctionnant en routine ; l'autre est un système complémentaire mis en oeuvre quand une situation anormale est détectée. Les deux systèmes sont synthétisés dans les Tableaux 2.1 et 2.2.

Toute indication de risque sera rapidement communiquée au personnel du site. Le détail des procédures à suivre pour l'alerte du personnel, la réparation et la mise à jour du système, etc., est fourni dans le Document DIRCEN/CEA n° 12.

Le plan actuel envisage une période de surveillance de dix ans. À l'issue de cette période, une décision sera prise quant au maintien (ou non) du système. Si le maintien est

TAB. 2.1 Techniques utilisées pour surveiller l'évolution géomécanique normale (attendue) des atolls

Technique	Risque immédiat	Risque différé	Type de mesures	Région	Fréquence normales
Réseau microsismique séismographes et géophones	X	X	permanente	Mururoa	mesure continue
Réseau topographique de surface surveillé par le système géodétique spatial GPS		X	permanente	Nord de Mururoa	journalière
Réseau d'extensomètres		X	permanente	Nord de Mururoa	journalière
Réseau d'inclinomètres		X	permanente	Nord de Mururoa	journalière
Géomorphologie de surface par imagerie satellitaire		X	occasionnelle	Mururoa et Fangataufa	annuelle
Topographie de l'Atoll par relevé GPS		X	occasionnelle	N et SE de Mururoa	tous les 3 à 5 ans
Rattachement géodésique Régional		X	occasionnelle	atolls S. Tuamotu	tous les 3 à 5 ans
Photographie aérienne et relevés au sol de la fracturation de surface		X	occasionnelle	platier à Mururoa et Fangataufa	tous les 5 ans
Système acoustique remorqué pour déformation de surface		X	occasionnelle	récif corallien à Mururoa et Fangataufa	tous les 5 ans
Bathymétrie et sonar latéral en profondeur proche (30 à 300 m) surveillance des fractures sous-marines		X	occasionnelle	N et SE de Mururoa	tous les 5 à 10 ans
Relevé géomorphologique en eau profonde par bathymétrie (sondeur multifaisceau) et sismique haute résolution		X	occasionnelle	Flancs de Mururoa et Fangataufa	tous les 10 ans

TAB. 2.2 Actions possibles et mesures complémentaires en cas d'évolution inattendue

Technique	Type d'Intervention	Région concernée	Fréquence
Observation visuelle et photographique du platier par reconnaissance aérienne	occasionnelle	Mururoa et Fangataufa	fonction du besoin
Cartographie des zones émergées par imagerie satellitaire	occasionnelle	Mururoa et Fangataufa	fonction du besoin
Relevé complémentaire de la topographie de surface	occasionnelle	variable	fonction du besoin
Mesure quantitative de la fracturation de surface par radar	occasionnelle	Platier de Mururoa et Fangataufa	fonction du besoin
Système Acoustique Remorqué			

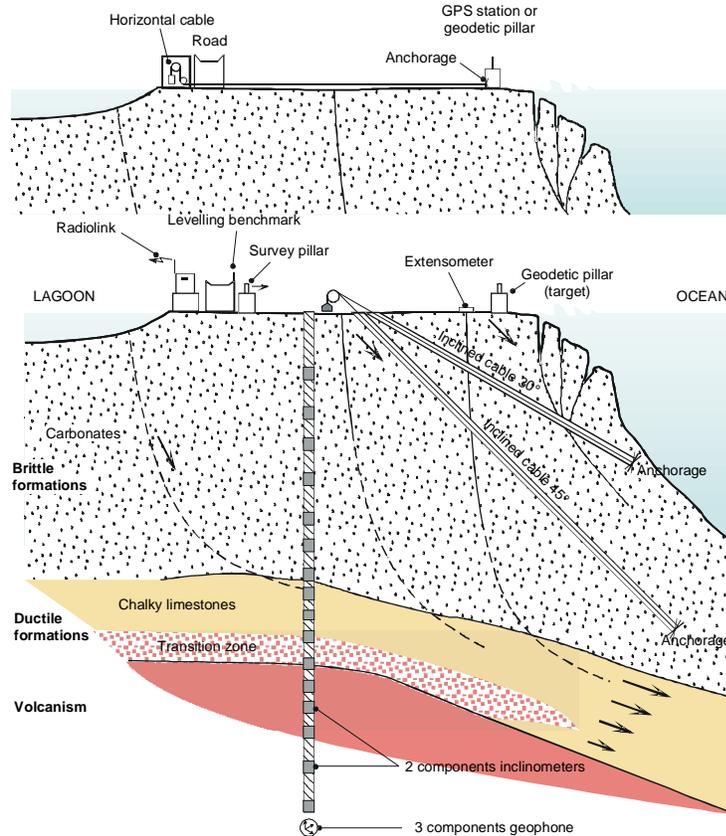


FIG. 2.32 Système de surveillance dans la zone nord-est de la couronne de Mururoa : vue en coupe (d'après Document DIRCEN/CEA n° 7)

considéré comme nécessaire, le système sera mis à jour pour incorporer les améliorations technologiques alors disponibles en télémétrie, surveillance et instrumentation.

La CGI considère que le système décrit dans le Document DIRCEN/CEA n° 12 est bien conçu, qu'il utilise des techniques conformes à l'état de l'art, et qu'il est suffisamment complet pour assurer la sécurité de toutes les personnes susceptibles d'être affectées par un effondrement de pente, et en particulier un effondrement survenant dans la couronne nord-est de Mururoa.

2.16.2 Surveillance proposée à Fangataufa

Le Document DIRCEN/CEA n° 12 indique que les observations relatives à la couronne nord-est de Fangataufa ont cessé en 1996. La CGI donne acte de ce que le volume de roches concerné par les déformations de pente et la fracturation, à Fangataufa, apparaît être plus faible qu'à Mururoa, et s'être stabilisé. Cependant, il serait bon de s'assurer

qu'aucun mouvement supplémentaire n'est effectivement survenu au moyen d'examen visuels de la fracturation de surface dans cette région, par exemple tous les deux ans. Une autre façon de faire serait que les scientifiques du DIRCEN/CEA fournissent des informations plus détaillées sur les raisons qui les conduisent à conclure que la situation à Fangataufa est stable.

Annexe A

NOTICES BIOGRAPHIQUES DES MEMBRES DE LA CGI

Pierre BEREST est diplômé de l'Ecole polytechnique (1970) et de l'Ecole des Mines de Paris (Corps technique de l'état, 1973). Il est maître de conférences (jusqu'en septembre 1998) et directeur du Laboratoire de Mécanique des Solides à l'Ecole polytechnique, France. P. BEREST est président du Comité français de Mécanique des Roches, groupe national français de la SIMR ; membre du groupe permanent Déchets et de la Commission de Sécurité des stockages souterrains.

Edwin T. BROWN est ingénieur en géomécanique, titulaire d'un Ph.D. en Mécanique des Roches obtenu à l'Université du Queensland en Australie, en 1969, et du diplôme de D. Sc. (Eng.) décerné par l'Université de Londres, G.B., en 1985, pour ses travaux publiés dans le domaine de la Mécanique des Roches de l'ingénieur. Il est présentement Second Vice-Chancelier de l'Université du Queensland et était antérieurement Professeur de Mécanique des Roches et Doyen de la Royal School of Mines au sein de l'Impérial (à cette époque) College of Science and Technology à Londres. Le Docteur BROWN est ancien Président de la Société Internationale de Mécanique des Roches (1983-1987), Fellow de l'Académie australienne des sciences technologiques et de l'ingénierie, et membre étranger de l'Académie Royale d'ingénierie de Grande Bretagne.

Ghislain de MARSILY est ingénieur des mines diplômé de l'Ecole des Mines de Paris (1963) et a obtenu un Doctorat d'état de l'Université Paris VI en 1978. Il est présentement Professeur au sein du Département des Sciences de la Terre et des Milieux Naturels de l'Université Pierre et Marie Curie (Paris VI) à Paris, France, où il enseigne l'hydrogéologie. G. de MARSILY est Fellow de l'American Geophysical Union et membre correspondant de l'Académie des Sciences de Paris. Il est Docteur Honoris Causa de l'Université du Québec et a été pendant sept ans Editeur du Journal of Contaminant Hydrology. G. de MARSILY a été membre du Committee of the U.S. National Academy of Science for Environmental Management Technologies et est membre de la Commission Nationale d'Evaluation relative aux Recherches sur la Gestion des Déchets Radioactifs.

Emmanuel DETOURNAY est ingénieur des mines diplômé de l'Université de Liège en Belgique, en 1976, et a obtenu un Ph.D. en géo-ingénierie de l'Université du Minnesota à Minneapolis, en 1983, où il est Professeur associé au Département de Génie Civil. Avant d'occuper sa position universitaire actuelle, Emmanuel DETOURNAY était Chercheur senior à Schlumberger Cambridge Research en G. B. Son domaine d'expertise est

la géomécanique pétrolière, et notamment la modélisation mathématique. Il a reçu plusieurs récompenses pour ses travaux scientifiques et technologiques, et il est membre du Comité éditorial de deux Revues internationales.

Charles FAIRHURST a obtenu un Ph.D. en génie minier à l'Université de Sheffield, Angleterre, en 1955. Il est Professeur émérite de Génie Minier et de Mécanique des Roches de l'Université du Minnesota à Minneapolis, U.S.A. ; Président de Itasca Consulting Group, Inc., Minneapolis, U.S.A., et membre de l'Advisory Committee on Nuclear Waste de la U.S. Nuclear Regulatory Commission. Ancien Président de la Société Internationale de Mécanique des Roches (1991-1995), Charles FAIRHURST est membre de la National Academy of Engineering et de la Royal Swedish Academy of Engineering Sciences. Il a été fait Docteur Honoris Causa, dans des spécialités d'ingénierie, des Universités de Saint-Petersbourg (Russie), Nancy (France) et Sheffield (Angleterre) et il est Professeur visitant Honoraire de l'Université Tongji (Shangai, Chine).

Victor NIKOLAEVSKIY a obtenu un Ph.D. de mécanique de l'Université d'état de Moscou en Russie, en 1960 et un D.Sc. (génie minier) de l'Institut du Pétrole et du Gaz de Moscou en Russie en 1966. Il a été Postdoctoral Fellow à l'Université John Hopkins (avec C. Truesdell et J. Ericksen). Précédemment Professeur de Mathématiques Appliquées et d'Hydrodynamique à l'Université de Génie Civil de Moscou et à l'Académie Gubkin du Pétrole et du Gaz de Moscou, Victor NIKOLAEVSKIY est maintenant Directeur du Laboratoire de Géomécanique à l'Institut unifié de Physique de la Terre de l'Académie russe des sciences. Il est membre du Comité National russe de Mécanique Théorique et Appliquée de l'Académie russe des sciences naturelles. De 1965 à 1982, Victor NIKOLAEVSKIY a participé au Programme National Russe Nucléaire, dans la spécialité de la Mécanique des explosions souterraines et de la résistance dynamique des matériaux. Son domaine d'intérêt actuel est la Mécanique des processus géophysiques et les applications de la Mécanique à la récupération du pétrole et du gaz.

Anthony PEARSON a obtenu un Ph.D. en mécanique des fluides théorique de l'Université de Cambridge en Angleterre, en 1957. Il est professeur émérite de Génie chimique à Imperial College, Université de Londres, Angleterre, et consultant scientifique de Schlumberger Cambridge Research. Ancien Président et Médaille d'Or de la Société Britannique de Rhéologie, Anthony PEARSON est membre associé étranger de la U.S. National Academy of Engineering. Il est Professeur honoraire des Universités du pays de Galles et de Birmingham au Royaume Uni.

Lloyd TOWNLEY a obtenu un Ph.D. en hydrologie et hydrodynamique au Massachusetts Institute of Technology, U.S.A., en 1983. Employé jusque récemment par le Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation (CSIRO) à Perth, Australie occidentale, il était le Directeur pour Perth du Centre for Groundwater Studies et membre du programme de recherche sur la réhabilitation des sites miniers du CSIRO. Il

a été membre du comité éditorial de trois revues internationales et membre des comités de l'American Geophysical Union et de l'International Association for Hydraulic Research. Ancien membre de Comité national sur l'ingénierie de l'eau de The Institution of Engineers, en Australie, Lloyd TOWNLEY travaille maintenant dans le secteur privé et il est professeur associé adjoint dans le département de Géologie et Géophysique de l'Université d'Australie occidentale.

Consultants

Peter CUNDALL a obtenu un Ph.D. en mécanique des roches d'Imperial College, Londres, en 1971. Il a développé des techniques et des logiciels originaux en modélisation numérique qui ont trouvé des applications dans le monde entier en géomécanique, génie civil et génie minier. Il est à l'origine de la méthode des éléments distincts qui est utilisée pour modéliser les systèmes discontinus tels que les amas de grains et les masses rocheuses, et il est chef développeur de tous les logiciels du Groupe Itasca Consulting : FLAC, UDEC, 3DEC et PFC. Peter CUNDALL a publié plus de 60 articles consacrés à divers sujets dont la genèse des bandes de cisaillement, la micromécanique des sols et des roches, la migration des fluides dans les joints rocheux et la simulation des effets des séismes sur les structures et les fondations.

Branko DAMJANAC a obtenu un Ph.D. en génie civil de l'Université du Minnesota en 1996. Il a quinze années d'expérience dans la modélisation et la simulation numérique appliquées à la Mécanique des Roches et la géomécanique pour diverses institutions de recherche et pour des consultants. Branko DAMJANAC est présentement ingénieur consultant et développeur de code pour Itasca Consulting Group, Inc., Minneapolis, U.S.A.

Pierre PERROCHET a quinze années d'expérience dans le domaine de la modélisation de l'écoulement de l'eau souterraine et du transport, au sein de diverses institutions de recherche de réputation mondiale. En 1992, il a obtenu un Ph.D. de l'Institut Suisse de Technologie (EPFL) à Lausanne où, jusque récemment, il faisait partie de l'encadrement scientifique. Les centres d'intérêt scientifiques de Pierre PERROCHET sont les interactions fluides/thermiques/chimiques à l'échelle régionale, ainsi que la conception de méthodes opérationnelles de simulation pour les grands systèmes géophysiques complexes. Il a été récemment élu Professeur d'hydrogéologie quantitative à l'Université de Neuchâtel en Suisse.

Laurent TACHER a obtenu un Ph.D. d'hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel, en Suisse, en 1992. Chercheur à l'Institut Suisse de Technologie (EPFL) à Lausanne, il est principalement engagé dans les domaines de la modélisation géologique et hydrogéologique, l'infographie et le maillage.

RÉFÉRENCES DIRCEN/CEA

Les références bibliographiques concernant les articles “DIRCEN/CEA documents Nos 1 – 12” cités dans le rapport CGI sont données ci-dessous. Ces documents peuvent être obtenus des sources suivantes :

La Documentation Française
29, quai Voltaire
75344 Paris
Cedex 07
France

DIRCEN/CEA, Document No. 1

Direction des Centres d’Expérimentations Nucléaires/Commissariat à l’Energie Atomique. “Lagoon Sediment Radioactivity in Mururoa and Fangataufa,” in *Geomechanical and Radiological Impact of Nuclear Tests at Mururoa and Fangataufa*. Paris : La Documentation Française, 1998.

DIRCEN/CEA, Document No. 2

Direction des Centres d’Expérimentations Nucléaires/Commissariat à l’Energie Atomique. “Soil Radioactivity in Mururoa and Fangataufa,” in *Geomechanical and Radiological Impact of Nuclear Tests at Mururoa and Fangataufa*. Paris : La Documentation Française, 1998.

DIRCEN/CEA, Document No. 3

Direction des Centres d’Expérimentations Nucléaires/Commissariat à l’Energie Atomique. “Environmental Monitoring in French Polynesia and on the Mururoa and Fangataufa Sites, Year 1994,” in *Geomechanical and Radiological Impact of Nuclear Tests at Mururoa and Fangataufa*. Paris : La Documentation Française, 1998.

DIRCEN/CEA, Document No. 4

Direction des Centres d’Expérimentations Nucléaires/Commissariat à l’Energie Atomique. “Medium- and Long-Term Containment of Underground Nuclear Tests at the CEP : Source Term Inventory and Worst-Case Impact Assessment,” in *Geo-*

mechanical and Radiological Impact of Nuclear Tests at Mururoa and Fangataufa. Paris : La Documentation Française, 1998.

DIRCEN/CEA, Document No. 5

Direction des Centres d'Expérimentations Nucléaires/Commissariat à l'Energie Atomique. "The Geological, Mechanical and Hydrogeological Environment of the Underground Nuclear Tests at Mururoa and Fangataufa," in ***Geomechanical and Radiological Impact of Nuclear Tests at Mururoa and Fangataufa.*** Paris : La Documentation Française, 1998.

DIRCEN/CEA, Document No. 6

Direction des Centres d'Expérimentations Nucléaires/Commissariat à l'Energie Atomique. "Overall Distribution and Characteristics of the Underground Nuclear Test Carried Out at Mururoa and Fangataufa and Their Effects on the Surrounding Media," in ***Geomechanical and Radiological Impact of Nuclear Tests at Mururoa and Fangataufa.*** Paris : La Documentation Française, 1998.

DIRCEN/CEA, Document No. 7

Direction des Centres d'Expérimentations Nucléaires/Commissariat à l'Energie Atomique. "Structural Integrity and Stability of the Atolls ; Data and Modelling," in ***Geomechanical and Radiological Impact of Nuclear Tests at Mururoa and Fangataufa.*** Paris : La Documentation Française, 1998.

DIRCEN/CEA, Document No. 8

Direction des Centres d'Expérimentations Nucléaires/Commissariat à l'Energie Atomique. "Experimental Data on the Mobility of the Radionuclides Deposited By the Underground Tests at Mururoa and Fangataufa - Chapters 1 (Dissolution of Lava Formed by the Underground Tests), 2 (Retention of Radioelements Deposited by Underground Tests) and 3 (Mobility of Products Deposited by the Underground Safety Tests)," in ***Geomechanical and Radiological Impact of Nuclear Tests at Mururoa and Fangataufa.*** Paris : La Documentation Française, 1998.

DIRCEN/CEA, Document No. 9

Direction des Centres d'Expérimentations Nucléaires/Commissariat à l'Energie Atomique. "Current Underground Distribution of Radionuclides at Mururoa and Fangataufa," in ***Geomechanical and Radiological Impact of Nuclear Tests at Mururoa and Fangataufa.*** Paris : La Documentation Française, 1998.

DIRCEN/CEA, Document No. 10

Direction des Centres d'Expérimentations Nucléaires/Commissariat à l'Energie Atomique. "Fangataufa : Overall Assessment of the Short, Medium and Long Term Radiological Situation of the Atolls of Mururoa and Fangataufa," in ***Geomechanical and Radiological Impact of Nuclear Tests at Mururoa and Fangataufa.*** Paris : La Documentation Française, 1998.

DIRCEN/CEA, Document No. 11

Direction des Centres d'Expérimentations Nucléaires/Commissariat à l'Energie Atomique. "Marine Data and Modelling," in *Geomechanical and Radiological Impact of Nuclear Tests at Mururoa and Fangataufa*. Paris : La Documentation Française, 1998.

DIRCEN/CEA, Document No. 12

Direction des Centres d'Expérimentations Nucléaires/Commissariat à l'Energie Atomique. "Guide de Surveillance Géomécanique des Atolls de Mururoa et Fangataufa," in *Geomechanical and Radiological Impact of Nuclear Tests at Mururoa and Fangataufa*. Paris : La Documentation Française, 1998.

Livres DIRCEN/CEA — Version Française*

Bouchez, Jacques, and Raphael Lecomte. (1995) *Les Atolls de Mururoa et de Fangataufa (Polynésie Française)*, II. Les Expérimentations Nucléaires : Effets mécaniques, lumino-thermiques, électromagnétiques. Paris : Masson.

Guille, G., G. Goutière, J. F. Sornein, D. Buigues, A. Gachon and C. Guy. (1996) *Les Atolls de Mururoa et de Fangataufa (Polynésie Française)*, I. Géologie - Pétrologie - Hydrogéologie : Edification et évolution des édifices. Paris : Masson.

*L'agence DIRCEN/CEA a également communiqué à l'CGI une traduction anglaise officielle du rapport de Guille et al. (1996) ainsi qu'une première ébauche de traduction des sections de tests souterrains par Bouchez et Lecomte (1996). Les numéros de pages et figures figurant dans le rapport IGC en relation avec ces ouvrages, réfèrent aux versions publiées en anglais ; la traduction anglaise officielle de Bouchez et Lecomte est en cours. Les Chapitres 1-9 de la version anglaise préliminaire (dont il est fait référence dans le rapport IGC) correspondent aux Chapitres 8-16 de la version anglaise (officielle) de Bouchez et Lecomte (1996).

BIBLIOGRAPHIE

- Barrillot, B. (1996) Les Essais Nucléaires Française 1960-1996 : Conséquences sur L'environnement et la Santé. Lyon, France : Centre de Documentation et de Recherche sur la Paix et les Conflits.
- Bouchez, J., Y. Caristan and C. Mariotti (1997) Stabilité des pentes sous-marines de l'atoll de Mururoa sous sollicitations dynamiques. *Revue Française Géo-technique*, **78**, 3–13.
- Bouchez, J. and R. Lecomte (1996) The Atolls of Mururoa and Fangataufa (French Polynesia). II. Nuclear Testing, Mechanical Lumino-Thermal and Electromagnetic Effects (in Collaboration with J. Brugies, C. Guerrini, J.-F. Sornein, J.-L. Plantet and E. Blanc). Monaco : Musée Océanographique.
- Brenner, H. and D. A. Edwards (1993) Macrotransport Processes. Stoneham, Mass. : Butterworth-Heinemann.
- Buigues, D. (1997) Geology and hydrogeology of Mururoa and Fangataufa, French Polynesia. In H. L. Vacher and T. M. Quinn (editors), *Geology and Hydrogeology of Carbonate Islands*, vol. 1, chap. 13, pp. 433–451, Amsterdam : Elsevier.
- CRII-RAD (1995a) Essais nucléaires (revue d'information de la CRII-RAD). Tech. Rep. 3, Commission de Recherche et d'Information sur la Radioactivité, Valence, France.
- CRII-RAD (1995b) Revue d'Information. Technical Report, Commission de Recherche et d'Information sur la Radioactivité, Valence, France.
- Denbigh, K. G. and J. Turner (1971) Chemical Reactor Theory. Cambridge : Cambridge University Press.
- Fondation Cousteau, Paris (1988) Mission scientifique de la Calypso sur le site d'expérimentations nucléaires de Mururoa. Technical Report.
- Goguel, J. (1982) L'évolution du cadre naturel. In *Rapport D'Haroun Tazieff*, no. Annex 2.
- Guille, G., G. Goutière, J. F. Sornein, D. Buigues, A. Gachon and C. Guy (1996) The Atolls of Mururoa and Fangataufa (French Polynesia). I. Geology - Petrology - Hydrogeology, from Volcano to Atoll (translated by M.S.N. Carpenter). Monaco : Musée Océanographique.

- IAEA (1998a) The radiological situation at the atolls of Mururoa and Fangataufa : Main report. Tech. rep., International Advisory Committee, Vienna.
- IAEA (1998b) The radiological situation at the atolls of Mururoa and Fangataufa : Technical report, Vol. 4, Releases to the biosphere of radionuclides from underground nuclear weapon tests at the atolls, report by working group. Tech. rep., International Advisory Committee, Vienna.
- IAEA (1998c) The radiological situation at the atolls of Mururoa and Fangataufa : Technical report, Vol. 3, Inventory of radionuclides underground at the atolls, report by working group. Tech. rep., International Advisory Committee, Vienna.
- IAEA (1998d) The radiological situation at the atolls of Mururoa and Fangataufa : Technical report, Vol. 5, Transport of radioactive material present within the marine environment, report by working group. Tech. rep., International Advisory Committee, Vienna.
- IAEA (1998e) The radiological situation at the atolls of Mururoa and Fangataufa : Technical report, Vol. 6, Doses due to radioactive material present in the environment or released from the atolls, report by working group. Tech. rep., International Advisory Committee, Vienna.
- Lalou, C., J. L. Reyss and R. Boichard (1988) Relations entre certains aspects de la sédimentation carbonatée dans le golf arabo-persique et les niveaux de stagnation concomitante de la mer au cours des 500 000 dernières années. *C. R Acad. Sci. Paris*, **307**, 1211–1216.
- New Zealand MoFA (1984) Report of a New Zealand, Australian, and Papua New Guinea scientific mission to Mururoa Atoll. Tech. rep., New Zealand Ministry of Foreign Affairs, Wellington.
- Nikolaevskiy, V. N. (1996) Geomechanics and Fluidodynamics. Dordrecht, The Netherlands : Kluwer.
- Perrochet, P. and L. Tacher (1997a) Mathematical modeling of hydro-thermal processes in Mururoa atoll. Tech. Rep. International Geomechanical Commission (University of Minnesota), École Polytechnique Fédérale de Lausanne, Laboratoire de Géologie.
- Perrochet, P. and L. Tacher (1997b) Personal communication.
- Shackleton, N. J. (1987) Oxygen isotopes, ice volumes and sea level. *Quatern. Sci. Rev.*, **6**, 183–190.
- Sharma, A. (1998) India sets off three nuclear blasts. *St. Paul Pioneer Press*, (May 12), Associated Press.
- Starfield, A. M. and P. A. Cundall (1988) Towards a methodology for rock mechanics modelling. *Int. J. Rock Mech., Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, **25**(3), 99–106.

- Tazieff, H. (1982) Rapport d'Haroun Tazieff sur l'ensemble de la mission scientifique en Polynésie Française. Tech. rep.
- Vincent, P. M. (1996) The impact of underground nuclear explosions at Mururoa Atoll (South Pacific) and associated hazards. *Médecine : Re Nucléaire*, **11**(1).

GLOSSAIRE

- Advection (d'un soluté)** Transport d'un soluté, par des eaux en mouvement dans un milieu poreux, s'effectuant à la vitesse de l'eau, lorsque la concentration du soluté n'est pas suffisante pour modifier la densité de l'eau.
- Affaissement** Dans le contexte des essais nucléaires souterrains, dépressions permanentes à la surface du sol provoquées par des déformations irréversibles des couches de surface induites par l'onde dynamique. Celle-ci se propage depuis le point d'explosion à travers le massif rocheux qui le surmonte.
- Bar** Unité de pression. 1 bar = 1,01972 kilogramme poids par centimètre carré, ou 10^5 pascals. La pression atmosphérique est égale à environ 1 bar (on dit souvent 1000 millibar). Multiples : 1 kilobar (kb) = 10^3 bars ; 1 Mégabar (Mb) = 10^6 bars.
- Barrière (de corail)** Récif de corail situé au large d'une île ou d'un continent, formant parfois un anneau. Un tel récif peut se développer tardivement dans un atoll par descente graduelle de la partie centrale.
- Basalte** Roche volcanique à grains fins de couleur sombre composée de feldspath plagioclase, de pyroxène et de magnétite, avec ou sans olivine, et ne contenant pas plus de 53% (en poids) de SiO_2 .
- Brèche** Famille de roches formées principalement de fragments anguleux (taille des grains inférieure à 2 mm) cimentés par du matériau plus fin.
- Calcite** Forme du carbonate de calcium, contenant des fractions variables de magnésium.
- Carbonates** Dans les deux atolls, la couverture carbonatée comprend des calcaires et des dolomites ; son épaisseur varie entre 130 m et 450 m à Mururoa, et est environ de 230 m à Fangataufa.
- Cavité** Volume formé autour de la chambre d'essai à la suite d'une explosion nucléaire souterraine.
- Célérité du choc** Vitesse d'un front de choc se propageant dans un matériau fluide ou solide. Cette vitesse dépend de la nature du milieu et de l'énergie transportée par l'onde de choc.

- Cheminée** Zone de forme à peu près cylindrique, remplie de remblai rocheux, qui se forme après que la cavité créée par l'explosion nucléaire s'est effondrée. La hauteur de la cheminée est étroitement liée à l'énergie et à la profondeur du tir.
- Chutes sous-marines de blocs rocheux** Chutes de roches survenant exclusivement dans des pentes locales raides, quasi verticales.
- Cimentation** Processus par lequel des débris bioclastiques épars se lient entre eux ; ce processus contribue à la lithification du récif de l'atoll.
- Compaction (des carbonates)** Le fait de comprimer les matériaux carbonatés (consolidation) sous l'effet d'une pression ou d'un impact, conduisant à rendre relativement plus dense le massif.
- Conduction (de la chaleur)** Transport de la chaleur à travers la roche ou l'eau sans déplacement de l'eau contenue dans les pores.
- Conglomérat** Gravier cimenté dans lequel les galets et grains (de dimension supérieure à 2 mm) constituent plus de 50% de la roche.
- Contrainte d'origine physico-chimique** Contrainte résultant de modifications chimiques et/ou physiques affectant la roche (par exemple recristallisation, absorption de l'eau, fluctuation du niveau de l'eau souterraine).
- Contraintes gravitaires** Contraintes résultant du poids des roches surincombantes.
- Contraintes induites** Composantes résultant de l'activité humaine, provoquées par l'enlèvement ou l'addition de matériaux ; elles s'ajoutent aux contraintes naturelles préexistant à l'activité humaine.
- Contraintes in situ** Contraintes existant en un point du massif rocheux avant que le massif ne soit perturbé.
- Contrainte résiduelle** Contrainte subsistant dans le massif rocheux alors même que le mécanisme qui était à son origine a cessé de produire ses effets.
- Contraintes tectoniques** Peuvent être actives, résultat d'une déformation actuelle de la croûte terrestre ; ou rémanentes, quand elles résultent d'évènements tectoniques passés dont les effets n'ont été que partiellement effacés par les processus naturels.
- Contraintes thermiques** Contraintes qui résultent de variations de température ; elles peuvent être de nature locale, ou faire partie des contraintes tectoniques.
- Convection (de la chaleur)** Transport de la chaleur par des eaux en mouvement dans un milieu poreux ; les mouvements dans un fluide qui résultent des contrastes de densité (dus à la dilatation thermique) et de l'action de la gravité sont appelés « convection naturelle », alors que la convection forcée désigne le cas où la vitesse du fluide trouve son origine dans d'autres causes que les contrastes de densité.

- Couplage** Quand il se rapporte aux explosions nucléaires, ce terme désigne le mécanisme par lequel l'énergie d'une explosion nucléaire est transmise au massif rocheux environnant, et en particulier la proportion de cette énergie qui est transmise. Cette proportion est reliée directement à la quantité de gaz produite par le relâchement de l'énergie thermique.
- Courants de turbidité** Instabilité de pente sous-marine impliquant le transport, le long de la pente, de sédiments soulevés par l'écoulement turbulent de fluide.
- Courbe d'Hugoniot** Courbe représentant le lieu de tous les états thermodynamiques accessibles par choc depuis un état initial donné.
- Couronne corallienne** Partie du récif corallien en forme d'anneau située au-dessus du niveau de la mer et constituant la partie émergée d'un atoll.
- Cratères de subsidence** Suite à un essai nucléaire souterrain, effondrement de la cavité et formation d'une cheminée affectant les couches jusqu'à la surface. Contrastant avec les Cratères d'explosion, les cratères de subsidence ne donnent pas lieu à l'expulsion de matériau superficiel.
- Cratères d'explosion** Provoqués par l'expulsion de sol et l'effondrement de la cavité à la suite d'un essai nucléaire souterrain suffisamment proche de la surface.
- CRTV** Essais nucléaires à l'issue desquels la cheminée atteint le toit du massif volcanique.
- Darcy** Unité courante de mesure de la perméabilité, dont la dimension est celle d'une aire (L^2), caractérisant un matériau poreux dans lequel 1 cm^3 de fluide d'une viscosité de 1 centipoise s'écoule en 1 seconde, sous l'effet d'une différence de pression de 1 bar, à travers un cylindre présentant une section de 1 cm^2 d'aire et une longueur de 1 cm. Un Darcy est égal à $0,987 \cdot 10^{-12} \text{ m}^2$.
- Découplage** Quand il se rapporte aux explosions nucléaires, ce terme désigne les techniques qui permettent de minimiser la proportion de l'énergie d'une explosion nucléaire qui est transmise sous forme mécanique au massif rocheux environnant (voir **Couplage**).
- Densité moyenne** Masse totale des fractions liquide et solide d'un échantillon de roche poreuse, divisée par le volume total de l'échantillon.
- Densité saturée** Quotient de la masse d'un échantillon de sol ou de roche par son volume quand tous les vides et pores sont remplis d'eau (voir aussi **Densité sèche**).
- Densité sèche** Quotient de la masse d'un échantillon de sol ou de roche par son volume lorsque l'échantillon est sec et que les vides et les pores ne contiennent pas d'eau (voir aussi **Densité saturée**).
- Détritiques** Désigne des matériaux formés de matière fragmentée provenant de l'érosion de roches pré-existantes (les dépôts détritiques forment fréquemment des inter-lits dans les formations carbonatées).

- Diagraphie** Mesure de caractéristiques des formations géologiques, réalisée en forage au moyen d'instruments de mesure géophysique.
- Dolomite** Un carbonate mixte de calcium et magnésium ; désigne aussi un type de roche sédimentaire formée de ce minéral.
- Dolomitisé** Affecté par un processus de dolomitisation, au cours duquel le calcaire est partiellement ou complètement transformé en dolomite ou calcaire dolomitique par substitution du carbonate de calcium (calcite) par du carbonate de magnésium.
- Dyke** Intrusion de roche (volcanique) perçant les couches préexistantes. La plupart des dykes sont verticaux ou proches de la verticale, étant montés à travers les roches sus-jacentes.
- Eau de pore** Eau contenue dans les pores d'une formation géologique.
- Écaillage** Déplacement vers le haut ou vers l'extérieur de couches de roche et de sédiment de surface, ou proches de la surface, provoqué par l'interaction d'une onde de compression avec la surface libre. L'onde peut provoquer une fragmentation ou une séparation momentanée de certaines couches. L'écaillage de surface associé aux explosions nucléaires survient quand une couche rocheuse de surface se sépare des roches sous-jacentes en formant une fracture horizontale, engendrée par le pulse de traction descendant qui résulte de la réflexion de l'onde incidente par la surface libre.
- Échange thermique** Échange de chaleur par conduction et convection dans un matériau solide.
- Écoulements (de sédiments)** Déplacements des sédiments vers le bas d'une pente, notamment écoulements de débris, écoulement de grains et liquéfaction. Les écoulements sont parfois considérés comme une transition entre les glissements et les courants de turbidité.
- Endo-upwelling** Circulation géothermique qui résulte de la montée de l'eau souterraine dans la région centrale d'un atoll, et de l'entrée concomitante de l'eau froide océanique à travers les flancs de l'atoll, qui alimente cette montée.
- Énergie (d'un tir)** Énergie effectivement relâchée dans une explosion nucléaire, se manifestant par choc ou explosion, radiation thermique et radiation nucléaire. La radiation nucléaire résiduelle associée aux produits de fission, qui s'élève à 10% de l'énergie totale de fission, n'est pas incluse dans l'énergie. L'énergie (d'un tir) est en général exprimée en équivalent TNT E la quantité de TNT dont l'explosion conduirait au relâchement de la même quantité d'énergie. L'équivalent TNT est en général donné en kilotonnes ou mégatonnes, un kilotonne de TNT étant par convention égal à $4,18 \cdot 10^{12}$ joules.
- Essai de sécurité** Détonation d'un anneau d'explosif chimique placé autour d'un engin nucléaire, effectuée pour vérifier si elle peut déclencher une explosion nucléaire.

- Facteur de sécurité** Dans l'analyse de stabilité d'une pente, la quantité (unique) par laquelle il faut, pour provoquer l'affaissement de la pente, réduire la résistance de toutes les unités géologiques impliquées.
- Faille** Une fracture ou zone de fractures le long de laquelle est survenu un déplacement relatif des deux surfaces parallèlement à la fracture.
- Fluage** Déformation continue (au cours du temps) d'un matériau sous charge constante ; comportement des matériaux terrestres en réponse à des facteurs tels que le temps, la température, la pression de pore, et le niveau de contraintes.
- Fosse** Étendue océanique profonde, voisine d'une frange continentale, associée à une marge de plaque active ou à une zone de subduction.
- Frange récifale** Plate-forme corallienne formée autour d'une île et s'étendant au voisinage immédiat du rivage.
- Glissements** Forme la plus fréquente prise par les instabilités de pente sous-marine, affectant la roche ou des sédiments mous.
- Gradient hydraulique** Mesure de la variation de la pression de l'eau dans une direction donnée pour une distance unité (voir aussi **Loi de Darcy**).
- Ho** Passage entre **motus** (îlets) dans une barrière récifale, permettant les échanges d'eau de mer entre l'océan et le lagon.
- Hyaloclastite** Brèche volcanique formée sous l'eau, composée de fragments vitreux de taille supérieure à 4 mm et souvent associés aux pillow lavas (laves en coussin).
- Hydrothermal** Relatif aux fluides chauds qui circulent dans la croûte terrestre.
- Karst** Modifications internes de massifs rocheux apparaissant spécifiquement dans les massifs calcaires et qui résultent d'une dissolution à des degrés variables par les eaux météoriques (érosion karstique, cavité) ; elles sont caractérisées par l'élargissement de fractures, une porosité renforcée, des grottes, un drainage souterrain et, parfois, par la formation de cratères à la surface. Ces traits peuvent être reconnus à des profondeurs variées à l'intérieur d'un massif calcaire ; ils sont liés à des niveaux moins élevés qu'aujourd'hui de la mer ou de la nappe phréatique.
- Kilotonne (kt)** Unité utilisée pour quantifier l'énergie dégagée par des explosions nucléaires ou thermonucléaires. Elle correspond à l'énergie libérée par 1 000 tonnes d'un explosif chimique de référence, le Trinitrotoluène (TNT), soit une énergie de $4,18 \cdot 10^{19}$ ergs ou $4,18 \cdot 10^{12}$ joules ou 10^{12} calories. Pour les explosions thermonucléaires on utilise souvent la Mégatonne (Mt) : $1 \text{ Mt} = 10^3 \text{ kt}$.
- Liquéfaction** Processus par lequel un chargement cyclique (résultant d'un tremblement de terre, d'une explosion ou de l'action d'une onde) produit un accroissement de la pression de pore, dans des conditions non-drainées ou partiellement non-drainées, conduisant à la rupture et à l'écoulement plastique de sédiments.

- Loi de Darcy** Loi qui décrit la vitesse du mouvement de l'eau dans les milieux poreux. Elle stipule que cette vitesse est proportionnelle au gradient hydraulique ; on peut l'écrire $u = Ki$, où u est le volume d'eau traversant une aire unité par unité de temps, K est la conductivité hydraulique (quantité proportionnelle à la perméabilité) et i est la variation de charge hydraulique par unité de longueur le long de l'écoulement (appelée aussi gradient hydraulique).
- Longueur d'onde** Distance entre deux points consécutifs de même phase d'un mouvement ondulatoire se propageant en ligne droite.
- Mégatonne (Mt)** Unité utilisée pour quantifier l'énergie dégagée par des explosions nucléaires ou thermonucléaires. Elle correspond à l'énergie libérée par 1 million de tonnes d'un explosif chimique de référence, le TNT. Le kilotonne (1 kt = 0,001 Mt) est également utilisé.
- Motu** Petit îlet formé de matériau bioclastique, faisant partie de la couronne récifale d'un atoll.
- Nucléide** Élément atomique caractérisé par son nombre de masse, son numéro atomique et son état d'énergie (voir aussi Radionucléides).
- Onde de Rayleigh** Onde sismique engendrée par un tremblement de terre, ou une explosion nucléaire souterraine qui n'affecte que les couches les plus superficielles du milieu.
- Onde P-(primaire)** Onde de compression résultant d'un tremblement de terre, ou d'une explosion nucléaire souterraine ; c'est l'onde de vibration la plus rapide.
- Onde S-(secondaire)** Onde de cisaillement, se propageant sous la forme d'une onde sismique, engendrée à la suite d'une explosion nucléaire souterraine.
- Onde sismique** Onde élastique qui se propage dans la Terre entière, sous la forme d'une vibration, et qui est engendrée par un tremblement de terre ou une explosion nucléaire souterraine.
- Perméabilité** Aptitude à laisser l'eau circuler (voir aussi **Loi de Darcy**) ; la perméabilité de « matrice » est déterminée principalement par le degré de communication entre les pores (voir aussi **Porosité**).
- Pillow lava (coussin de lave)** Écoulement volcanique sous-marin formant un entassement désorganisé d'unités en forme de coussins.
- Point zéro** Emplacement exact de l'engin nucléaire expérimental et du conteneur d'instrumentation.
- Point zéro au sol** Point de la surface du sol placé à la verticale du point zéro.
- Porosité** Quotient du volume de l'espace poreux par le volume total d'un échantillon de roche ou d'une formation rocheuse.

Porosité moyenne Volume des pores, exprimé en pourcentage du volume total d'un échantillon poreux.

Pression hydrostatique Pression exercée par la colonne d'eau sus-jacente en l'absence de mouvement du fluide.

Pression lithostatique Pression résultant en profondeur du poids de la colonne de terrains sus-jacents.

Pulse sismique Créé par une explosion nucléaire souterraine, le pulse se propage à grande distance dans l'environnement géologique.

Radionucléide Élément atomique radioactif.

Rai sismique Chemin suivi par une onde sismique. Dans un milieu isotrope, ce chemin est perpendiculaire au front d'onde.

Récif Voir Barrière récifale.

Relâchement Dans le contexte des explosions nucléaires, transport de gaz radioactifs hors de la cavité créée par l'explosion, en direction des roches environnantes, ou même de la biosphère, via les fractures ou d'autres cheminements créés par l'explosion.

Relations d'Hugoniot Les trois conditions de saut à la traversée d'une discontinuité qui lient les variables caractéristiques de l'état d'un matériau. Ces conditions portent le nom du savant qui les a établies ; elles traduisent la conservation de la masse, de la quantité de mouvement et de l'énergie au cours de la transition instantanée entre un état de repos et un état chargé.

Résistance à la compression non confinée (ou uniaxiale) Résistance à la compression uniaxiale d'une éprouvette, déterminée en effectuant un essai de compression sur une éprouvette dont les faces latérales sont laissées libres de tout confinement.

Résistance au cisaillement Valeur limite que peut atteindre le cisaillement, au-delà de laquelle apparaissent des déformations plastiques de la roche ; elle mesure l'aptitude de la roche à supporter les compressions. La résistance au cisaillement est influencée par la pression de pore du fluide contenu.

Roches volcaniques subaériennes Roches surmontant les roches volcaniques sous-marines qui ont été formées quand le sommet du volcan a émergé de l'océan. Elles sont plus diverses, et plus variables dans l'espace, que les roches sous-marines. Leurs types varient des basaltes massifs aux dépôts de cendres volcaniques.

Saturée en eau (roche) Roche dont les pores sont remplis d'eau.

SOFAR (canal) Sound Fixing and Ranging channel Couche d'eau de mer dans l'océan, située en général entre 500 m et 1500 m de profondeur, dans laquelle la vitesse de propagation des ondes est minimum, en raison des caractéristiques

de salinité et de température de l'océan. Les ondes guidées, piégées dans le chenal SOFAR, se propagent en restant à l'intérieur de ce dernier sur de très longues distances en demeurant peu affectées par l'atténuation.

Vitesse de Darcy Vitesse fictive d'écoulement, calculée en supposant que le débit se répartit uniformément dans la section (pores et roche) que l'on considère. En fait, l'eau ne se déplace qu'à travers les espaces poreux interconnectés, qui ne représentent qu'une certaine proportion du volume rocheux total. Bien que la constante K (voir **Loi de Darcy**) ait les dimensions d'une longueur divisée par un temps (dimensions d'une vitesse) la vitesse de Darcy s'exprime par le produit Ki .

Zéolite Famille d'argiles hydratées, alumino-silicates de sodium, potassium, calcium et barium que l'on trouve dans des géodes, dans des roches ignées altérées, des veines hydrothermales et certains sédiments.

Zone de transition Couche sédimentaire, dont l'épaisseur n'est que de quelques mètres, entre les roches volcaniques sous-marines et subaériennes. La zone de transition comporte deux couches distinctes : une couche sédimentaire de roche conglomératique calcaire, argillacée ou volcanique ; et une couche de roches sous-marines peu profondes, principalement des laves fortement bréchées.

Zone vaporisée Zone du voisinage immédiat du point zéro où la roche a été fondue et vaporisée par le choc intense résultant de l'explosion.