



HAL
open science

Rapport quadriennal 1999-2002

Jean-Louis Cheminée, Michel Menvielle, Pascal Richet

► **To cite this version:**

Jean-Louis Cheminée, Michel Menvielle, Pascal Richet. Rapport quadriennal 1999-2002. Comité national français de géodésie et géophysique. 2003. hal-04770336

HAL Id: hal-04770336

<https://hal.science/hal-04770336v1>

Submitted on 6 Nov 2024

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

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



Distributed under a Creative Commons Attribution 4.0 International License

Comité National Français de Géodésie et Géophysique

RAPPORT QUADRIENNAL 1999 - 2002

XXIII^e Assemblée Générale
de l'Union Géodésique et Géophysique Internationale

Sapporo (Japon), du 30 juin au 11 juillet 2003



**Comité National Français
de Géodésie et Géophysique**

**Rapport
Quadriennal
1999-2002**

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

Préambule

En 2003, l'Assemblée générale de l'Union géodésique et géophysique internationale (UGGI) se tient à Sapporo, au Japon. La tenue régulière de ces Assemblées générales rythme la vie de l'UGGI, et donc celle du CNFGG (Comité National Français de Géodésie et Géophysique), le correspondant national français de l'UGGI. Ainsi, à l'occasion de chaque Assemblée générale, chaque correspondant national doit publier et diffuser son Rapport Quadriennal, et toutes les instances de l'Union et des Associations qui la composent sont renouvelées. Mais ces tâches, au demeurant indispensables au bon fonctionnement de l'Union et des Associations, ne doivent pas nous détourner de l'essentiel : l'étude scientifique de la Terre et ses applications aux besoins de notre société contemporaine, afin de mieux comprendre notre planète, en prévoir l'évolution et la protéger.

Chacune des Associations qui composent l'Union constitue, dans son domaine, la seule association scientifique spécialisée à vocation planétaire, avec pour mission :

- d'encourager, dans ses domaines de compétence, la recherche par des pays, institutions ou personnes individuelles et de faciliter la coordination internationale de ces recherches ;
- de fournir au niveau international un cadre pour la discussion et la publication des résultats des recherches ainsi effectuées.

Ces objectifs sont ambitieux, et tous ceux qui se sont un jour impliqués dans la vie des Associations – ou dans celle de l'Union – mesurent l'ampleur du défi qu'ils représentent. Ils nécessitent en particulier que nous réussissions à organiser des Assemblées de très haut niveau scientifique qui soient attractives et ouvertes à tous, et notamment à nos collègues des pays en voie de développement. Nous avons voulu que notre Rapport Quadriennal s'inscrive dans cette démarche, en contribuant à la diffusion de résultats récents et remarquables.

C'est dans ce but que, de même que pour les Assemblées générales de Vienne (1991), Boulder (1995) et Birmingham (1999), ce Rapport Quadriennal présente un panorama de la recherche et des réalisations françaises dans les domaines de la géodésie et de la géophysique, durant les quatre dernières années. L'objectif est de jeter des coups de projecteur sur des domaines où les équipes françaises ont obtenu des résultats importants, en les replaçant dans leur contexte international. Ils sont regroupés selon les thématiques des sept associations internationales spécialisées qui composent l'Union : Géodésie, Sismologie et Physique de l'intérieur de la Terre, Volcanologie et Chimie de l'intérieur de la Terre, Géomagnétisme et Aéronomie, Météorologie et Physique de l'atmosphère, Sciences Hydrologiques et Sciences Physiques de l'océan.

La contrepartie de notre choix est l'effort demandé à ceux qui acceptent de contribuer, aux bureaux de section qui ont supervisé la rédaction des articles, et à notre Secrétaire Général qui a assuré l'édition du Rapport.

Que chacun d'entre eux trouve ici l'expression de mes remerciements les plus chaleureux.

Michel Menvielle
1^{er} Vice-Président du CNFGG

**Comité National français
de Géodésie et Géophysique
Composition du Conseil**

EN TANT QUE MEMBRE DU BUREAU :

Président : Jean-Louis CHEMINÉE

IPGP, Boîte 89
Observatoires Volcanologiques
4 Place Jussieu
75252 PARIS Cedex 05
Tél. : 01 44 27 24 00, Fax : 01 44 27 24 01
E-mail : cheminee@ipgp.jussieu.fr

Premier Vice-président : Michel MENVIELLE

CETP/ Observatoire de Saint Maur
4 Avenue de Neptune
94107 Saint-Maur-des-Fossés Cedex
Tél. : 01 45 11 42 34, Fax : 01 48 89 44 33
E-mail : michel.menvielle@cetp.ipsl.fr

Second Vice-président : Pascal RICHEL

IPGP, Département des Géomatériaux
4, place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05
Tél. : 01 44 27 49 39, Fax : 01 44 27 24 87
E-mail : richet@ipgp.jussieu.fr

Secrétaire Général : Jean-Pierre BARRIOT

CNES/GS
18 Avenue Edouard Belin
31401 Toulouse Cedex 4
Tél. : 05 61 33 28 94, Fax : 05 61 25 30 98
E-mail : Jean-Pierre.Barriot@cnes.fr

Trésorier : Roland SCHLICH

Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre
5 Rue René Descartes
67084 Strasbourg Cedex
Tél. : 03 90 24 00 51, Fax : 03 90 24 01 25 (EOST)
Tél. : 03 90 24 00 58 ou 03 88 45 01 91
Fax : 03 88 60 38 87 (EUG)
E-mail : Roland.Schlich@eost.u-strasbg.fr
E-mail : eug@eost.u-strasbg.fr (EUG)
E-mail : cnfgg@eost.u-strasbg.fr (CNFGG)

EN TANT QUE PRÉSIDENT OU SECRÉTAIRE DE SECTION :

SECTION 1

Président : Claude BOUCHER

Ministère de la Recherche
Direction de la Technologie
Département Espace et Aéronautique
1 rue Descartes, 75231 Paris Cedex 05
Tél. : 01 55 55 98 86, Fax : 01 55 55 98 46
E-mail : claude.boucher@espace.gouv.fr

Secrétaire : Nicolas FLORSCH

UMR 7619 "Sisyphé"
Département de Géophysique appliquée
Université Pierre et Marie Curie
4 place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05
Tél. : 01 44 27 48 28, Fax : 01 44 27 45 88
E-mail : florsch@ccr.jussieu.fr

SECTION 2

Président : Pascal RICHEL

IPGP, Département des Géomatériaux
4, place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05
Tél. : 01 44 27 49 39, Fax : 01 44 27 24 87
E-mail : richet@ipgp.jussieu.fr

Secrétaire : Eric Clévéde

IPGP, Département de Sismologie
tour 24-14, 4^e et., case 89
4, place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05
Tél. : 01 44 27 24 13, Fax : 01 44 27 38 94
E-mail : clevede@ipgp.jussieu.fr

SECTION 3

Président : Patrick ALLARD

Laboratoire Pierre Süe, CNRS-CEA
CEA-Saclay, 91191 Gif/Yvette
Tel. : 01 69 08 85 42, Fax : 01 69 08 77 16
E-mail : allard@lsce.saclay.cea.fr

Secrétaire : Pierre BRIOLE

IPGP, Département de Sismologie
4, place Jussieu, 75005 Paris
Tél. : 01 44 27 48 93, Fax : 01 44 27 38 94
E-mail : briole@ipgp.jussieu.fr

SECTION 4

Président : Mioara Manda

Observatoire Magnétique National
Carrefour des 8 routes
45340 Chambon la Foret
Tél. : 02 38 33 95 00, Fax : 02 38 33 95 04
E-mail : mioara@ipgp.jussieu.fr

Secrétaire : Michèle Bitterly

Observatoire Magnétique National
Carrefour des 8 routes
45340 Chambon la Foret
Tél. : 02 38 33 95 00, Fax : 02 38 33 95 04
E-mail : mbitterly@ipgp.jussieu.fr

SECTION 5

Président : Jean-Pierre ISSARTEL

ENPC/CEREVE
6 & 8, Av. Blaise Pascal,
Cité Descartes, Champs sur Marnes
77455 Marne la Vallée Cedex 02
Tél. : 01 64 15 36 47, Fax : 01 64 15 37 64
E-mail : issartel@cereve.enpc.fr

Secrétaire : Alain JEJCIC

Laboratoire de Météorologie Dynamique
Université Paris VI, Tour 25-15 5ième étage, case postale 99
4, Place Jussieu
75252 Paris Cedex 05
Tél. : 01 44 27 23 14, Fax : 01 44 27 62 72
E-mail : jejcic@lmd.jussieu.fr

SECTION 6

Président : Jean-Claude OLIVRY

135, Av. du Coteau Fleuri
83320 Carqueiranne
Tél. : 04 94 57 58 20
E-mail : Jean-Claude.Olivry@wanadoo.fr

Secrétaire : Patrick Le Goulven

IRD/Maison de l'Eau
BP 5045
34032 Montpellier Cedex 1
Tél. / Fax : 04 67 14 90 91
E-mail : Patrick.LeGoulven@mpl.ird.fr

SECTION 7

Président : Michel CREPON

LODYC
Lab. d'Océanographie et de Climatologie
Université Pierre et Marie Curie
4 Place Jussieu, Tour 26, 4ème étage
75252 Paris Cedex 05
Tél. : 01 44 27 72 74, Fax : 01 44 27 71 59
E-mail : mc@lodyc.jussieu.fr

Secrétaire : Laurent MORTIER

LODYC
4 Place Jussieu, Tour 14, 2ème étage, BC 100
75252 Paris Cedex 05
Tél. : 01 44 27 72 75, Fax : 01 44 27 71 59,
E-mail : mortier@lodyc.jussieu.fr

**EN TANT QUE PRÉSIDENT SORTANT DU
CNFGG :**

Pierre HUBERT

CIG/Ecole des Mines de Paris
35 Rue Saint-Honoré
77305 Fontainebleau
Tél. : 01 64 69 47 40, Fax : 01 64 69 47 03,
E-mail : hubert@cig.ensmp.fr

François BARRIER

Observatoire Côte d'Azur/CERGA
Avenue Nicolas Copernic
06130 Grasse
Tél. : 04 93 40 53 46, Fax : 04 93 40 53 33,
E-mail : francois.barlier@obs-azur.fr

**EN TANT QUE PRÉSIDENT SORTANT DE
SECTION :**

SECTION 1

Martine FEISSEL

Institut Géographique National
ENSG/LAREG
8, Av. Blaise Pascal
77455 Marne la Vallée Cedex 2
Tél. : 01 64 15 32 83, Fax : 01 64 15 32 53,
E-mail : feissel@ensg.ign.fr

SECTION 2

Anne DESCHAMPS

Géosciences Azur
CNRS, Sophia-Antipolis-UNSA
250, Rue Albert Einstein
06560 Valbonne
Tél. : 04 92 94 26 16, Secrétariat : 04 92 94 26 03,
Fax : 04 92 94 26 10,
E-mail : deschamps@geoazur.unice.fr

SECTION 3

Jean François LENAT

Université Blaise Pascal- CRV
5, rue Kessler
63038 Clermont-Ferrand
E-mail : J.F.Lenat@opgc.univ-bpclermont.fr

SECTION 4

Alain HAUCHECORNE

Service d'Aéronomie
BP n°3
91371 Verrières-le-Buisson Cedex
Tél. : 01 64 47 42 60, Fax : 01 69 20 29 99,
E-mail : Alain.Hauchecorne@aerov.jussieu.fr

SECTION 5

Jean-Louis FELLOUS

Direction des Recherches Océaniques
IFREMER
155, rue Jean-Jacques Rousseau
92138 Issy-les-Moulineaux Cedex
Tél. : 01 46 48 22 16, Fax: 01 46 48 22 24
E-mail : jean-louis.fellous@ifremer.fr

SECTION 6

Pierre HUBERT

CIG/Ecole des Mines de Paris
35 Rue Saint-Honoré
77305 Fontainebleau
Tél. : 01 64 69 41 40, Fax : 01 64 69 47 03,
E-mail : hubert@cig.ensmp.fr

SECTION 7

Bernard SAINT-GUILY

4 Rue des Genêts
56400 AURAY

**Statuts du Comité National Français
de Géodésie et Géophysique
(Association régie par la Loi de 1901)**

ARTICLE 1 - MISSION

1.1. Le Comité National Français de Géodésie et Géophysique (CNFGG) est constitué par l'Académie des sciences pour assurer, sous son égide et suivant ses directives, la participation française aux activités de l'Union Géodésique et Géophysique Internationale (UGGI).

1.2. En outre, et en raison de la compétence scientifique de ses membres (Art. 3), le CNFGG peut :

- provoquer et coordonner des études et des recherches relatives à la géodésie et à la géophysique ;
- recevoir des demandes d'avis ou d'expertises et émettre des recommandations sur toute affaire relevant du domaine de sa compétence, y compris l'organisation de la recherche et de ses structures permanentes ou conjoncturelles.

1.3. Le CNFGG, régi par la loi du 1er juillet 1901, peut solliciter et recevoir de l'Etat ou d'organismes privés les concours de toute nature nécessaires à l'accomplissement de sa mission. Il s'interdit toute activité commerciale.

ARTICLE 2 - SIEGE SOCIAL

2.1. Le siège social du CNFGG est à l'Académie des sciences, 23 quai de Conti, 75006 Paris.

2.2. Le CNFGG est régi par les présents statuts à compter du 4 février 1992, date de la dernière assemblée générale.

ARTICLE 3 - MEMBRES

3.1. Les membres du CNFGG sont des personnes physiques, cooptées par l'assemblée générale du CNFGG (Art. 6). Ils sont :

- soit membres "titulaires", admis sur proposition d'une section (Art. 4) en raison de leur compétence scientifique,
- soit membres "ès qualités", inscrits en raison de leur fonction sur une liste arrêtée par l'assemblée générale.

3.2. Les membres du CNFGG sont normalement de nationalité française. Cependant, des personnalités étrangères peuvent, exceptionnellement et sur proposition du conseil (Art. 7), être nommées membres à condition :

- soit que leur activité scientifique s'exerce essentiellement en France,
- soit qu'ils ressortissent d'un pays francophone n'ayant pas constitué de comité analogue au CNFGG.

3.3. La qualité de membre titulaire est perdue :

- soit par radiation, proposée par une section et décidée par le conseil, avec appel suspensif possible devant l'assemblée générale,
- soit par démission explicite,
- soit par démission implicite, concrétisant un défaut d'intérêt pour l'activité du CNFGG, constaté par le conseil.

ARTICLE 4 - SECTIONS

4.1. Le CNFGG est divisé en sections dont le nombre, les dénominations et les domaines de compétence scientifique correspondent respectivement à ceux des associations internationales constitutives de l'UGGI.

4.2. Chaque section est administrée par un bureau de section comportant au moins un président et un secrétaire. Elle est régie par un règlement intérieur qui lui est propre mais qui n'est opposable ni aux présents statuts ni au règlement intérieur du CNFGG (Art. 9).

4.3. Tout membre du CNFGG appartenant au comité exécutif d'une association de l'Union Géodésique et Géophysique Internationale (UGGI) est membre de droit du bureau de la section correspondante du CNFGG.

4.4. Le bureau de chaque section est responsable de la liaison du CNFGG avec le bureau de l'association correspondant à sa section. Il n'est cependant habilité à engager que la responsabilité de sa section, et non celle du CNFGG dans son ensemble. Le président de la section, ou son mandataire, est le représentant de la France dans les instances de l'association internationale correspondante.

ARTICLE 5 - (DISPONIBLE)

ARTICLE 6 - ASSEMBLÉE GÉNÉRALE

6.1. Le président du CNFGG (Art. 8) convoque les membres en assemblée générale au moins une fois par an. L'ordre du jour, proposé par le bureau, adopté par le conseil, est communiqué à tous les membres au moins quinze jours à l'avance. Il est éventuellement amendé puis adopté par l'assemblée générale dès l'ouverture de la séance.

6.2. Le procès-verbal de l'assemblée générale est adressé à l'Académie des sciences à titre de compte rendu.

ARTICLE 7 - CONSEIL

7.1. Le conseil du CNFGG est constitué par :

- les membres du bureau du CNFGG,
- le président (ou, en son absence, son mandataire) et le secrétaire de chaque section,
- le président sortant du CNFGG et de chacune des sections,
- les membres du CNFGG appartenant au comité exécutif de l'UGGI.

Il a pour président et secrétaire ceux du CNFGG.

7.2. Le conseil se réunit sur convocation de son président, au moins une fois avant chaque assemblée générale. Il prend toutes décisions nécessaires au fonctionnement du CNFGG hormis celles :

- qui appartiennent statutairement à l'assemblée générale,
- que le président estime devoir demander à cette assemblée en raison de leur importance.

En particulier, le conseil propose à l'Académie des sciences la délégation française à l'assemblée générale de l'UGGI et aux assemblées générales des associations internationales constitutives de l'UGGI.

Il est rendu compte à l'assemblée générale de l'activité du conseil.

ARTICLE 8 - BUREAU

8.1. Le bureau du CNFGG comprend :

- le président du CNFGG,
- le premier vice-président,
- le second vice-président,
- le secrétaire général,
- le trésorier.

Le président du CNFGG ne peut avoir de fonction dans les bureaux des sections ni dans les bureaux de l'UGGI ou de ses associations constitutives.

8.2. Le bureau est renouvelé et prend ses fonctions dès avant l'issue de la dernière assemblée générale du CNFGG tenue l'année qui précède celle où se réunit une assemblée générale de l'UGGI.

Au cours de ce renouvellement :

- le premier vice-président devient, de droit, président,
- deux nouveaux vice-présidents sont élus par l'assemblée générale,
- le secrétaire général et le trésorier sont élus par le conseil réuni à cet effet dès avant l'assemblée générale.

8.3. En cas d'empêchement ou de démission du président, ses fonctions sont assurées à titre intermédiaire par le premier vice-président.

En cas d'empêchement définitif ou de démission du premier vice-président, le second vice-président devient premier vice-président en titre.

En cas d'empêchement définitif ou de démission du second vice-président ou de son accession à la première vice-présidence, un nouveau vice-président est élu par le conseil.

8.4. Le bureau est chargé d'administrer le CNFGG ; il peut prendre toutes décisions à cet effet hormis celles :

- qui appartiennent statutairement à l'assemblée générale ou au conseil,
- que le président estime devoir demander au conseil ou à l'assemblée générale en raison de leur importance.

En particulier, le bureau décide de l'attribution, sur les fonds du CNFGG, de subventions aux frais de voyage des congressistes.

Il est rendu compte au conseil de l'activité du bureau.

8.5. Le bureau est seul habilité à engager la responsabilité du CNFGG, notamment dans ses relations avec le bureau de l'UGGI. Le président du CNFGG est le représentant de la France au conseil de l'UGGI.

ARTICLE 9 - DIVERS

9.1. Les modifications aux présents statuts sont décidées par l'assemblée générale sur proposition du conseil. Elles deviennent valides après approbation par l'Académie des sciences.

9.2. Le fonctionnement du CNFGG est régi par un règlement intérieur. Ce règlement est préparé par le conseil, et soumis pour approbation à l'assemblée générale.

9.3. Le CNFGG peut être dissout par décision de son assemblée générale. La décision devient valide après approbation par l'Académie des sciences, à qui l'actif est alors remis.

**Le Comité National Français
de Géodésie et de Géophysique
HISTORIQUE**

A la fin de la guerre de 1914-1918, les académies des pays alliés se préoccupèrent de réorganiser les organismes internationaux de coordination des recherches. Les initiatives les plus marquantes prises alors furent la création de l'Union de géodésie et géophysique (UGGI/UGG) en novembre 1918 et la mise en place du Conseil international de recherches en juillet 1919, ce dernier devenant en 1931 le Conseil international des unions scientifiques (CIUS/UCSI). C'est à la suite d'une proposition de Ch. Lallemand, directeur du nivellement général de la France, que l'UGGI prit naissance, regroupant géodésie et géophysique. Les Associations internationales de géodésie et de sismologie furent alors remplacées par des sections de l'UGGI. De plus, on créa des sections de météorologie, de magnétisme et d'électricité terrestres, d'océanographie physique et de volcanologie.

Les statuts de l'Union géodésique et géophysique internationale adoptés en 1919 stipulaient : "Un Comité national est constitué dans chacun des pays adhérents [sic] à l'Union. Il est créé sur l'initiative, soit de son Académie nationale, soit de son Conseil national de Recherches [...], soit de son Gouvernement. Les Comités nationaux ont pour attributions de faciliter et de coordonner, sur leurs territoires respectifs, l'étude des diverses branches de la Géodésie et de la Géophysique, envisagées principalement au point de vue international. [...] Les Comités nationaux désignent les délégués chargés de les représenter aux Assemblées de l'Union."

En conséquence, l'Académie des sciences de Paris, qui avait adhéré à l'UGGI au nom de la France, décida le 1er décembre 1919 de créer une association nommée "Comité national français de géodésie et géophysique". Une première liste de membres du Comité fut établie par l'Académie des sciences en attendant que d'autres personnalités scientifiques puissent être désignées par un vote du Comité. Faisaient de droit partie de la liste les académiciens des sections de géographie et navigation, de physique et de minéralogie... Les autres membres étaient délégués par les administrations et sociétés savantes intéressées, ou désignés pour leur compétence particulière. Le premier président du CNFGG était A. Lacroix, secrétaire perpétuel de l'Académie; son premier secrétaire général, le Général Ferrié.

Le CNFGG ne comportait donc initialement que six sections. La section internationale d'hydrologie scientifique ne fut créée qu'au cours de la réunion de l'Assemblée générale de l'UGGI tenue à Rome en mai 1922, "sous réserve expresse qu'elle se tirerait d'affaire sans rien coûter à l'Union". Sa création permettait d'englober la Commission internationale sur les glaciers (CIG), qui avait été créée en 1894, mais dont les activités s'étaient ralenties depuis la guerre. La section française correspondante fut constituée au sein du CNFGG en novembre 1923.

Dès sa création, le CNFGG joua un rôle important non seulement sur le plan international, mais aussi sur le plan national. De nombreux programmes scientifiques français étaient élaborés et discutés dans les sections. Ce fut le cas, par exemple, de l'établissement du nouveau réseau magnétique de la France au 1er janvier 1924, de la détermination de la pesanteur dans les différentes régions fran-

çaises et dans les Colonies, du projet d'installation d'observatoires de physique du globe à Dakar et à la Martinique, du projet de mesure de la pesanteur en sous-marin selon la méthode de Vening Meinesz, de l'étude du pendule inversé Holweck-Lejay, etc. C'est ainsi également que la section de volcanologie se préoccupa dès sa création de favoriser les observations concernant la Montagne Pelée et le Piton de la Fournaise, efforts qui n'aboutirent que beaucoup plus tard (en 1981) à la mise en route d'un observatoire sur le volcan de la Réunion. L'établissement de ces divers programmes conduisit les membres du Bureau à entreprendre de nombreuses démarches, tant auprès de l'Académie des sciences que du ministère de l'Instruction publique ou de celui des Colonies, afin d'obtenir les crédits nécessaires à leur réalisation.

Peu de temps après la création du CNFGG, la section de magnétisme et électricité terrestres dirigea la préparation et la publication, en 1924, d'un ouvrage collectif intitulé *Traité d'électricités atmosphérique et tellurique*. Cette même section de magnétisme et électricité terrestres joua également, au début des années trente, un rôle important dans l'organisation de la participation française à la deuxième Année polaire internationale de 1932-1933. Si les travaux réalisés à cette occasion furent finalement d'ampleur réduite du fait de la crise financière qui sévissait alors dans le monde, ils n'en étaient pas moins importants par la concertation qu'ils avaient requise entre les différents pays développés et par l'emploi de nouveaux moyens d'investigation, comme les radiosondages.

Après que le CNRS eût été créé en 1939, le centre de décision concernant les projets scientifiques se déplaça progressivement vers cet organisme. Ce ne fut cependant pas le cas pour la météorologie, du fait de l'existence de l'Office national de météorologie (ONM) qui assurait déjà depuis près de vingt ans l'élaboration et la conduite des programmes scientifiques dans ce domaine d'étude.

L'activité du Comité national et de ses sections fut très réduite pendant la seconde guerre mondiale, du fait de l'occupation allemande. À la fin de la guerre, l'activité des sections reprit peu à peu.

À partir de 1952, la préparation de la participation française à l'Année géophysique internationale (AGI, 1957-1958), coïncidant avec un maximum de taches solaires, fut à l'ordre du jour. Le CNFGG s'était préoccupé dès son Assemblée générale de décembre 1953 de recommander l'attribution de crédits adéquats pour l'acquisition des matériels et la formation des personnels. Toutefois, il n'eut que peu à intervenir dans l'organisation de la recherche, car un Comité spécial, le Comité national français de l'AGI, fut créé à cet effet dans le cadre du CNRS. C'est tout naturellement au P. Lejay, alors président du CNFGG, que fut confiée en 1952 la présidence du Comité de l'AGI, le secrétaire général en étant J. Coulomb, alors président de la section de magnétisme. Un Comité central des expéditions scientifiques présidé par le P. Lejay fut constitué dans le cadre du CNRS de façon à préparer la participation française, un sous-comité antarctique étant confié à G. Laclavère. J. Coulomb, G. Laclavère et P. Tardi firent partie du Comité spécial de l'AGI (CSAGI) que le Conseil international des Unions scientifiques créa pour organiser

cette vaste entreprise à laquelle participèrent au total soixante-sept pays. Le souci de participer à des programmes internationaux se manifeste encore en 1958 par la création par le CNFGG de l'Association française de sismologie expérimentale, laquelle se livra à des tirs et des observations de sismique avec de nombreux pays voisins. Le succès de l'Année géophysique fut tel qu'il parut opportun de la prolonger par une Année internationale du Soleil calme (1964-1967), pour l'étude de la physique des relations Soleil-Terre. L'organisation de la participation française à cette Année internationale du Soleil calme fut confiée à différents organismes de recherche à qui il revenait de prendre les décisions, et qui avaient accès aux sources de financement public. Cela marque la fin du rôle directeur du CNFGG sur les activités géophysiques françaises.

Le financement des activités propres du CNFGG a par ailleurs évolué de manière significative. Dans les premiers temps de son existence, le Comité recevait une subvention du ministère de l'Instruction publique qui était destinée à lui permettre de publier son compte rendu annuel. Puis, de 1930 à 1939, la Caisse des recherches scientifiques versa une subvention supplémentaire au Comité. À partir de sa création (1939), le CNRS fut chargé d'assurer le versement des deux subventions par l'intermédiaire de l'Académie des sciences. En 1952 et 1953, le ministère de l'Air et le Service hydrographique de la Marine accordèrent des subventions annuelles. Toutefois, en 1958, certaines de ces subventions diminuèrent et, même, furent supprimées. Le Comité dut demander à ses membres une cotisation annuelle à partir de 1966, laquelle permet actuellement de subvenir aux besoins courants du Comité. Il reçoit, d'autre part, des subventions du ministère de la Recherche via le Comité français pour les unions scientifiques (COFUSI) et surtout, depuis 1976, du ministère des Affaires étrangères, qui sont affectées aux voyages nécessités par la participation des membres aux réunions scientifiques internationales.

Ne dirigeant plus la recherche, le Comité n'en reste pas moins très actif en tant que forum où ses membres se rencontrent, font le bilan de leurs travaux et élaborent les recommandations qu'il leur paraît nécessaire de présenter aux autorités. Sa mission actuelle consiste à provoquer et à coordonner les recherches dans son domaine d'action, à assurer la représentation française aux activités de l'UGGI, et à émettre des avis sur les questions scientifiques de son ressort afin de les soumettre aux autorités compétentes. Le recrutement se fait assez largement parmi les personnes qui, possédant une compétence scientifique reconnue, font acte de candidature. Il fut un temps cependant où le nombre des membres de chaque section était strictement limité, encore que les statuts ne l'aient jamais imposé. Cette conception n'a pas prévalu, ce qui fait que le Comité regroupe actuellement la plupart des chercheurs français ayant une spécialité de géodésien ou de géophysicien. Il compte plus de six cents membres, cooptés par l'Assemblée générale sur proposition des sections compétentes. Cependant, la représentation des ingénieurs des services et des entreprises industrielles reste malheureusement assez faible.

Les moyens d'action du CNFGG pour favoriser l'information et la concertation de ses membres sont d'une part les réunions des sections, avec leurs exposés scientifiques, et d'autre part l'Assemblée générale annuelle du Comité, avec les rapports des présidents de section et une importante conférence scientifique. C'est lors de ces Assemblées générales que sont adoptées les recommandations concernant les opérations scientifiques et les structures de la recherche. Le président les porte ensuite à l'attention des ministres et des directeurs des grands établissements de l'État et des institutions internationales.

Les domaines des sections ont évidemment suivi l'évolution des sciences et les modifications du champ couvert par les Associations internationales. En 1965, les sous-sections de triangulation et de gravimétrie de la section de géodésie, qui avaient été créées en 1952, furent rassemblées pour fournir un cadre propice à l'accueil des spécialistes de l'exploitation des satellites artificiels à des fins géodésiques. La section de magnétisme et d'électricité terrestres prit le nom de section de géomagnétisme et d'aéronomie en 1954, afin de suivre l'exemple donné à l'Assemblée générale de l'UGGI de Rome par l'Association internationale correspondante (AIGA/IAGA). À partir de 1971, la section d'hydrologie scientifique prit le nom de section des sciences hydrologiques.

Les réunions scientifiques des sections sont assez fréquemment organisées conjointement par plusieurs d'entre elles. Ainsi, les spécialistes d'une discipline ont-ils l'occasion de rencontrer ceux de la discipline voisine, ce qui élargit leur champ de vision et leur fournit d'utiles comparaisons. Cela est particulièrement utile aux chercheurs qui s'intéressent à un objet terrestre particulier, dont l'étude ne peut être conduite qu'en faisant appel aux ressources de nombreuses spécialités. Cependant, les domaines couverts par les différentes sections étant les mêmes que ceux des Associations internationales, le CNFGG souffre du même défaut que l'UGGI. La frontière avec la géologie, en particulier, est relativement arbitraire. La volcanologie, l'étude de la lithosphère appartiennent à la fois à la géophysique et à la géologie. La sismogenèse fait traditionnellement partie de la sismologie, mais les tectonophysiciens n'ont pas de place au sein de l'Union. De même, il n'existe aucun cadre officiel dans lequel les planétologues puissent se regrouper. Les contacts du CNFGG avec le Comité national de géologie sont donc essentiels au plan national et activement développés. C'est ainsi que, dès 1971, il fut créé un Comité national de géodynamique comprenant des membres désignés de nos deux Comités, afin de favoriser la participation française au projet géodynamique international.

Les phénomènes géophysiques ne connaissent pas les frontières des États. Aussi, la coopération internationale est-elle nécessaire. Le Comité assure la participation française aux Assemblées générales de l'UGGI et des Associations internationales qui en font partie, ainsi qu'aux divers commissions et groupes de travail qui se réunissent à la même occasion. Outre leur contribution aux travaux scientifiques, les délégués envoyés par le Comité sont chargés de veiller avec leurs collègues des autres pays de langue française à la correction des ver-

sions françaises de tous les textes officiels de l'Union. Le président du CNFGG représente la France au Conseil de l'UGGI.

Le Comité édite son rapport quadriennal à l'occasion de chacune des Assemblées générales de l'UGGI. Cette publication prend la suite de ce qui s'appelait autrefois Rapport national. Créé en 1966, c'était une compilation, en principe exhaustive, de comptes rendus des travaux exécutés par les Français dans les différents domaines couverts par les sections. Depuis l'Assemblée de Vienne de 1991, ce rapport est rédigé différemment. Il contient des mises au point concernant un nombre limité de sujets. Ainsi obtient-on un panorama, peut-être un peu lacunaire, mais que l'on espère néanmoins équilibré, de la recherche française replacée dans son contexte international.

D'autre part, le Comité attribue depuis 1987 un prix à un étudiant ayant soutenu une thèse de géophysique ou de géodésie lors de l'année écoulée. Ce prix a acquis une grande importance dans nos disciplines, car il apporte une première consécration à de jeunes chercheurs ayant fait un travail novateur et ayant su en exposer les résultats avec clarté.

Dans une association comme le CNFGG, qui rassemble des hommes de science de spécialités aussi diverses, il est essentiel, pour que chacun s'y trouve chez soi, qu'un strict

équilibre soit préservé entre les disciplines. C'est dans ce souci que les sujets des conférences scientifiques des assemblées générales du Comité sont choisis, de telle manière qu'ils couvrent tout l'éventail des sujets. De la même façon, le choix du lauréat du prix de thèse et la répartition des subventions de voyage confiées au CNFGG par le ministère des Affaires étrangères sont faits en visant à la plus grande impartialité.

Les statuts du CNFGG, dans la dernière version adoptée en 1984, prévoient que le renouvellement du Bureau s'effectue l'année qui précède l'Assemblée générale de l'UGGI et que le premier vice-président élu quatre ans auparavant devienne alors automatiquement président pour les quatre années suivantes. Le président sortant reste membre du Bureau pendant encore quatre ans. Ainsi est-on assuré que l'expérience se transmet et que la politique du Comité jouit d'une grande continuité.

Gérard GRAU,
Institut océanographique,
195, rue Saint-Jacques, 75005 Paris

Jean-Pierre LEGRAND,
3 bis, rue des Glycines, 92700 Colombes

Sommaire

Contents

Section 1 25

Géodésie

Le repère de Référence Terrestre IRTF2000	27
<i>Z. Altamini, C. Boucher, P.Sillard</i>	
Théorie du mouvement orbital moyen : bilan des développements et perspectives pour l'étude du champ de gravité	57
<i>F. Deleflie, P. Exertier, G. Metris, S. Bruinsma, O. Laurain, P. Berio, F. Barlier</i>	
Modélisation du champ de gravité terrestre et nouvelles missions	64
<i>R. Biancale, G. Balmino, J.M. Lemoine, J.C. Marty, F. Perosanz, N. Vales, P. Exertier, G. Metris, F. Barlier, J. Nicolas, O. Laurain</i>	
Vers une orbitographie centimétrique des satellites océanographiques	71
<i>P. Exertier, J. Nicolas, P. Bonnefond, P. Willis, J.P. Berthias, O. Laurain, and F. Barlier</i>	
Géodésie dans les Terres Australes et Antarctiques Françaises (TAAF) - Mesures absolues de Pesanteur, Positionnement Doris et GPS, Marégraphes. Présentation, premiers résultats et perspectives	80
<i>M. Amalvict IPGS/EOST</i>	
Activités de l'IRD en Gravimétrie et en Géodésie	87
<i>S. Bonvalot, S. Calmant, G. Gabada, P. Lebellegard, D. Remy</i>	
Mouvements verticaux et gravimétrie absolue : expérience de Brest (1998-2002)	99
<i>M.F. Lequentrec-Lalancette, B. Simon, M. Amalvict, J. Hinderer</i>	
La surcharge hydrologique en géodésie terrestre	101
<i>Florsch, Longuevergne, Llubes, Hinderer, Amalvict</i>	

Section 2

Sismologie et Physique de l'intérieur de la terre

*Il n'y a pas, au jour où nous imprimons ce document,
de contribution de la section 2 au Rapport Quadriennal.*

Section 3**109****Volcanologie et Chimie de l'intérieur de la Terre**

Instabilité des volcans de l'arc Antillais : origine et implication sur les risques volcaniques	111
<i>G. Boudon, A. Le Friant, J.-C. Komorowski, C. Deplus, M.P. Semet</i>	
Sondages des jets volcaniques par radar Doppler : applications à l'Etna	119
<i>F. Donnadieu, G. Dubosclard, P. Allard, R. Cordesses, C. Hervier, J. Kornprobst, J.-F. Lénat</i>	
Signaux précurseurs des éruptions volcaniques : nouvelles approches de détection	125
<i>T. Staudacher, P. Bachelery, L-P. Ricard, P. Catherine, P. Kowalski & J.L. Cheminée</i>	
Analyse autorégressive et localisation de source de séismes et trémors volcaniques	128
<i>Ph. Lesage, J.-Ph. Metaxian, M. Mora, S. Araujo</i>	
Ecouter les volcans pour mieux les comprendre Deux volcans basaltiques : Etna (Italie), Shishaldin (Alaska)	131
<i>S. Vergnolle</i>	
Variations de la résistivité électrique et du potentiel spontané associées à l'activité volcanique : cas de l'éruption du 8 juillet 2000 du volcan Miyake-Jima (Japon)	139
<i>J. Zlotnicki, Y. Sasai, P. Yvetot, Y. Nishida, M. Uyeshima, F. Fauquet, H. Utada, Y. Takahashi, and G. Donnadieu</i>	

Section 4 149

Géomagnétisme et aéronomie

- Assimilation de données satellitaires et inversion de sources pour l'étude de la composition chimique atmosphérique** 151
 (article commun avec la section 5)
C. Clerbaux, A. Hauchecorne, S. Bekki, C. Granier, M. Pirre, B. Sportisse, J.-P. Issartel, J.-L. Attie
- Anomalies magnétiques et datation des fonds océaniques : quarante ans après Vine et Matthews** 160
J. Dymant
- Theseo, troisième campagne européenne sur l'ozone stratosphérique** 180
J.-P. Pommereau
- Observation, modélisation et interprétation du champ géomagnétique à l'ère spatiale** 186
G. Hulot et M. Mandea

Section 5 217

Météorologie et Physique de l'atmosphère

- Evolution future du climat en Méditerranée : vers un état de sécheresse accru ?** 220
L. Li
- Estimation du modèle de dispersion de la pollution dans l'espace image et localisation mono-source** 224
G. Roussel, E. Ternisien
- Quelques aspects de la modélisation et de la simulation de la pollution atmosphérique** 233
B. Sportisse

Section 6 **237**

Sciences Hydrologiques

- Rôle joué par la forêt sur l'hydrologie des régions Méditerranéennes** **239**
*C. Cosandey, V. Andreassian, C. Martin, Jf Didon-Lescot,
J. Lavabre, N. Folton, N. Mathys, D. Richard*

Section 7 **251**

Sciences Physiques de l'Océan

- Le programme français d'océanographie opérationnelle Mercator :
un nouveau regard sur l'océan** **253**
P. Bahurel
- Le programme Pomme : premiers résultats** **261**
L. Mémerly et G. Reverdin

Cahier couleur **265**

Section 1. **Géodésie**

**branche française de l'association
internationale de géodésie**

Le Repère de Référence Terrestre ITRF2000

Z. ALTAMIMI, C. BOUCHER, P. SILLARD
(IGN France)

THE ITRF 2000 TERRESTRIAL REFERENCE FRAME

ABSTRACT

The International Earth Rotation Service (IERS) is in charge of the realization of the International Celestial and Terrestrial Reference Systems (ICRS and ITRS) as well as the determination of the Earth Orientation Parameters connecting the two systems. This article focus on the ITRS and its realization called the International Terrestrial Reference Frame (ITRF). The latest ITRF version, namely ITRF2000 is presented in details, highlighting the important geodetic and geophysical results.

RÉSUMÉ

Le Service International de la Rotation Terrestre (IERS) est en charge de la réalisation des systèmes de référence céleste et terrestre (ICRS et ITRS) ainsi que la détermination des paramètres d'orientation de la Terre reliant ces deux systèmes. Cet article est consacré à l'ITRS et sa réalisation, appelée le Repère International de Référence Terrestre (ITRF). La dernière réalisation en date, ITRF2000 est décrite en détail, mettant en lumière les résultats géodésiques et géophysiques importants.

INTRODUCTION

L'idée de base de l'ITRF est de combiner les positions de stations (et leurs vitesses), calculées par différents centres d'analyse en utilisant les observations des techniques spatiales telle que l'interférométrie à très longues lignes de base (VLBI) la télémétrie laser sur la Lune et sur satellite (LLR, SLR), le Global Positioning System (GPS) et Doppler Orbitography Radiopositionning Integrated by Satellite (DORIS). La méthode de combinaison a prouvé son efficacité de produire un repère de référence global bénéficiant des qualités des différentes techniques.

Depuis la première réalisation de l'ITRS, l'ITRF88, 9 autres versions de l'ITRF ont été calculés et publiées. Des améliorations ont constamment été apportées dans la stratégie d'analyse pour aboutir à une combinaison optimale de l'ITRF, (Altamimi et al., 1993, Boucher et Altamimi, 1993, 1996, Sillard et al., 1998, Altamimi et al., 2001).

Etant donné la large utilisation de l'ITRF dans les applications géodésiques et géophysiques, le but de l'ITRF2000 est d'avoir un repère amélioré en termes de qualité, de

réseau et de définition. L'ITRF2000 reflète la qualité réelle des solutions individuelles des techniques de géodésie spatiale, dans la mesure où ces solutions sont libres de toute contrainte externe. L'ITRF2000 comprend d'une part, les réseaux primaires VLBI, SLR, GPS et DORIS et, d'autre part, des réseaux GPS régionaux de densification.

LES DONNÉES D'ENTRÉE DE L'ITRF2000

Les solutions individuelles incluses dans la combinaison ITRF2000 contiennent des positions et vitesses de stations avec matrices de variance complètes, fournies en format SINEX. 30 solutions ont ainsi été combinées : 3 VLBI, 1 LLR, 7 SLR, 6 GPS, 2 DORIS, 2 multi-techniques et 9 solutions régionales GPS. Ces solutions ont été estimées par les centres d'analyse en introduisant l'un des trois types de contraintes suivants :

- Contraintes qu'on peut facilement enlever: les positions/vitesses sont contraintes à des valeurs externes avec une incertitude de l'ordre de 10^{-5} mètres pour les positions et mètres/an pour les vitesses.
- Contraintes lâches: les incertitudes des contraintes sont de l'ordre d'un mètre pour les positions et 10 cm/an pour les vitesses.
- Contraintes minimales, dont le seul but est de définir le système de référence sous-jacent en termes d'origine, échelle, orientation et évolution temporelle.

Les observations utilisées dans ces solutions couvrent une période de la vingtaine d'années pour les techniques pionnières VLBI, LLR, SLR et une dizaine d'années pour GPS et DORIS. La figure 1 montre la répartition des sites de l'ITRF2000.

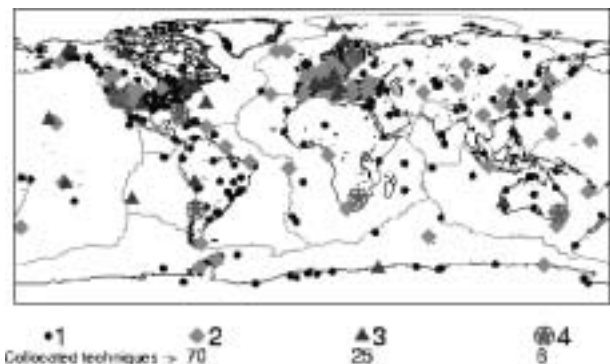


Fig. 1. Le réseau primaire de l'ITRF2000

En plus des solutions individuelles des techniques spatiales, des rattachements locaux dans les sites de colocation ont été introduits dans la combinaison globale de l'ITRF2000. Ces rattachements sont essentiels pour faire le lien entre les différentes techniques de mesure.

L'ANALYSE DES DONNÉES DE L'ITRF2000

Trois innovations majeures ont été implémentées afin d'améliorer la combinaison ITRF2000 :

- La combinaison de solutions libres de toute contrainte externe, mais pour lesquelles des contraintes minimales ont été appliquées afin de définir de la manière la plus précise possible, le système de référence en origine, échelle, orientation et évolution temporelle ;
- L'origine de l'ITRF2000 est le centre des masses, définie par la technique SLR et,
- Pour une meilleure définition de l'évolution temporelle en orientation, celle-ci a été établie sur une sélection de sites géodésiques de très grande qualité.

Les étapes suivantes ont été adoptées dans le calcul de l'ITRF2000 :

- Remplacer les contraintes externes appliquées par les centres d'analyse par des contraintes minimales ;
- Propager les solutions individuelles aux époques de variance minimale ;
- Combiner les solutions ainsi obtenues en y ajoutant les rattachements dans les sites de colocation.

Le modèle de combinaison utilisé dans le calcul de l'ITRF2000 est donné par l'équation suivante :

$$\begin{aligned} X_s^i &= X_c^i + (t_s^i - t_0) + T_k + D_k X_c^i + R_k X_c^i \\ &\quad + (t_s^i - t_k) [\dot{T}_k + \dot{D}_k X_c^i + \dot{R}_k X_c^i] \\ \dot{X}_s^i &= \dot{X}_c^i + (\dot{T}_k + \dot{D}_k X_c^i + \dot{R}_k X_c^i) \end{aligned}$$

où pour chaque solution individuelle s , k , T_k , D_k et R_k sont respectivement la translation, le facteur d'échelle et la matrice de rotation. Les paramètres pointés représentent les dérivées par rapport au temps.

LA DÉFINITION DE L'ITRF2000

En termes de définition de système de référence, l'ITRF2000 a les caractéristiques suivantes :

- L'échelle et sa dérivée sont définies par une moyenne pondérée de celles des solutions VLBI et celles les plus en accord des solutions SLR.
- Les translations et leurs vitesses sont définies par celles des solutions SLR les plus en accord ;
- L'orientation a été alignée à celle de l'ITRF97 à l'époque 1997.0, et son évolution temporelle a été alignée à celle du modèle géophysique NNR-NUVEL-1A. Il faut noter que l'orientation et sa dérivée ont été implémentées sur une sélection de sites de grande qualité géodésique, satisfaisant les critères suivants :
 - Observés en continu pendant au moins trois ans ;

- Situés loin des frontières des plaques tectoniques et des zones de déformation ;
- Les vitesses combinées doivent être précises à mieux que 3 mm/an ;
- Les résidus sur les vitesses doivent être inférieurs à 3 mm/an pour au moins 3 solutions différentes.

Basée sur l'analyse de l'ITRF2000, la sélection des sites a été opérée suivant les critères ci-dessus fournissant 54 sites à l'intérieur des plaques tectoniques et 41 sites dans des zones de déformation. Parmi les 54 sites sélectionnés, 50 seulement ont été utilisés dans l'alignement au modèle NNR-NUVEL-1A. Les 4 autres sites ont des vitesses significativement différentes du modèle.

LES RÉSULTATS DE L'ITRF2000

Les résultats de la combinaison globale ITRF2000 sont les positions des stations à l'époque 1997.0 et leurs vitesses de déplacement ainsi que les paramètres de transformation entre les solutions individuelles et l'ITRF2000. Les stations appartenant à un même site ont été contraintes à avoir la même vitesse.

Étant donné que l'ITRF2000 combine des solutions ayant des contraintes minimales, les paramètres de rotation sont arbitraires. Ce constat est également applicable aux composantes des origines des solutions VLBI. Par conséquent, nous allons nous intéresser aux échelles et origines des solutions satellitaires ainsi qu'aux échelles des solutions VLBI.

ORIGINES ET ÉCHELLES DES SOLUTIONS INDIVIDUELLES

En sélectionnant l'intervalle 1991-2000 comme étant la période commune des observations des solutions individuelles incluses dans l'ITRF2000, la figure 2 montre les variations linéaires des translations des solutions SLR et GPS, par rapport à l'origine ITRF2000 (définie par la moyenne de 5 solutions SLR). La figure 3 illustre les variations linéaires des échelles des solutions VLBI, SLR et GPS, par rapport à l'échelle de l'ITRF2000 (définie par la moyenne des 3 solutions VLBI et 5 SLR).

La figure 2 montre le très bon accord entre les solutions SLR en termes d'origine, au niveau de 5mm, sur les trois composantes X Y Z. Les solutions GPS exhibent de larges différences, et en particulier autour des axes X et Y.

La figure 3 montre l'accord remarquable en termes d'échelle des trois solutions VLBI. D'autre part, la plupart des solutions SLR s'accordent en échelle à 1 ppb (10^{-9}) près.

Afin d'évaluer la stabilité à long terme de l'ITRF2000, la dispersion (ou erreur moyenne quadratique pondérée) a été calculée sur les différences d'échelles et de translations des 3 solutions VLBI et 5 SLR qui ont été utilisées dans la définition de l'ITRF2000. Les valeurs de dispersion sont données dans la Table 1 qui montre (en terme d'erreur moyenne quadratique pondérée) que la stabilité de l'ITRF2000 sur une dizaine d'années est de l'ordre de 4 mm en origine et 0.5 ppb en échelle (équivalent à un biais en vertical de l'ordre de 3 mm).

TABLE 1. Stabilité à long terme de l'origine et de l'échelle de l'ITRF 2000

Paramètre/dérivée EMQP (1997.0)	EMQP (sur 10 ans)	
	Echelle	
D (ppb)	0.2 (~1.2 mm)	0.5 (3mm)
(ppb/an)	0.03 (~0.2mm/an)	
		Origine
Tx(mm)	0.4	1.4
x(mm/an)	0.1	
Ty (mm)	0.5	1.5
y (mm/an)	0.1	
Z (mm)	0.9	3.9
z (mm/an)	0.3	

EVALUATION DE LA QUALITÉ ITRF2000

La qualité de l'ITRF2000 dépend des qualités relatives des solutions individuelles ainsi que de la stratégie d'analyse et de combinaison appliquée à ces solutions. Un indicateur de qualité des solutions individuelles est l'erreur moyenne quadratique pondérée (EMQP) calculée pour chacune de ces solutions. Les valeurs EMQP sont données dans la Table 2, indiquant un niveau de 2-5 mm en position et de 1-2 mm/an en vitesse est atteint par la plupart des solutions utilisées. Il est aussi intéressant de comparer l'ITRF2000 par rapport à l'ITRF97 en termes d'erreurs formelles, illustrées dans la figure 4, à la fois en positions et vitesses. Ces erreurs formelles représentent non seulement la précision des positions et vitesses mais aussi l'exactitude de la définition de l'ITRF2000.

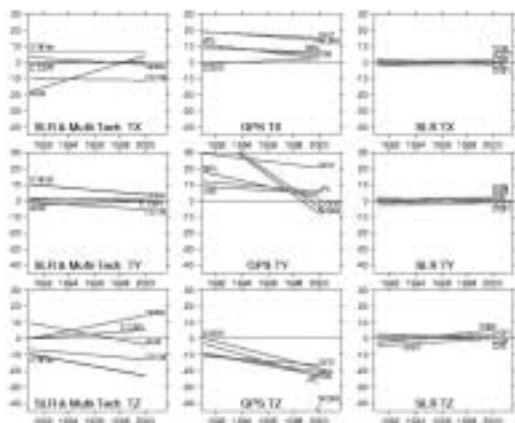


Fig. 2. Variations des translations des solutions individuelles incluses dans l'ITRF2000

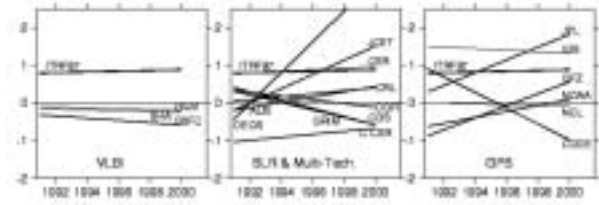


Fig. 3. Variations des échelles des solutions individuelles incluses dans l'ITRF2000

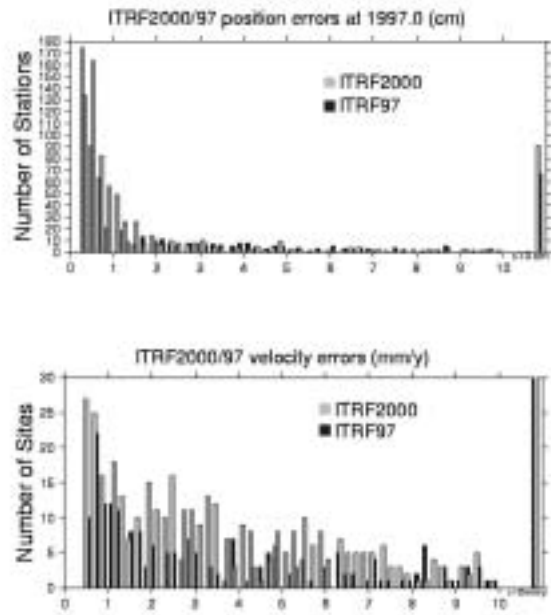


Fig. 4. Histogrammes des positions et vitesses des stations ITRF2000/ITRF97

LE CHAMP DE VITESSES DES STATIONS DE L'ITRF2000

Bien que l'ITRF2000 ait été aligné sur le modèle NNR-NUVEL-1A, il est instructif de quantifier les vitesses résiduelles entre les deux. La figure 5 illustre les différences de vitesses entre l'ITRF2000 et NNR-NUVEL-1A pour 49 des 50 sites choisis, répartis sur 6 plaques tectoniques ayant au moins 4 sites. Cette figure montre clairement des résidus systématiques par plaque entre les deux champs de vitesses, comme par exemple entre les plaques Eurasie et Nord Amérique, pour n'en citer que ces deux. Ce comportement résiduel suggère qu'il y a des différences significatives des vitesses relatives entre-plaques, entre l'ITRF2000 et le modèle relatif NUVEL-1A.

TABLE 2. Résumé des EMQP des solutions incluses dans l'ITRF2000

Technique	Nombre de solutions	EMQP en Position (mm)	EMQP en vitesse (mm/an)
VLBI	3	2-3	1
SLR	7	2-14	1-5
GPS	6	2-5	1-2
DORIS	2	25-30	4-5
Multi-techniques	2	6-9	2
GPS Regional	9	1-8	1-4

Cette différence est, globalement, de l'ordre de 3 mm/an. Cependant ceci n'altère pas la qualité interne de l'ITRF2000, dans la mesure où le but de l'alignement de l'ITRF2000 au modèle est de définir uniquement l'orientation différentielle de l'ITRF2000. Par conséquent, l'utilisateur doit être conscient que les pôles de rotation prédits par le modèle NNR-NUVEL-1A ne sont pas égaux à ceux qui pourraient être estimés à partir des vitesses ITRF2000. La figure 6 montre les différences des vitesses calculées par les pôles de rotation de l'ITRF2000 d'une part et le modèle NNR-NUVEL-1A d'autre part. De plus, un pôle de rotation estimé par l'ITRF2000 dépend des sites choisis et du niveau de rigidité de la plaque en question, alors que le modèle fournit toujours le même pôle, pour n'importe quel ensemble de sites de la plaque.

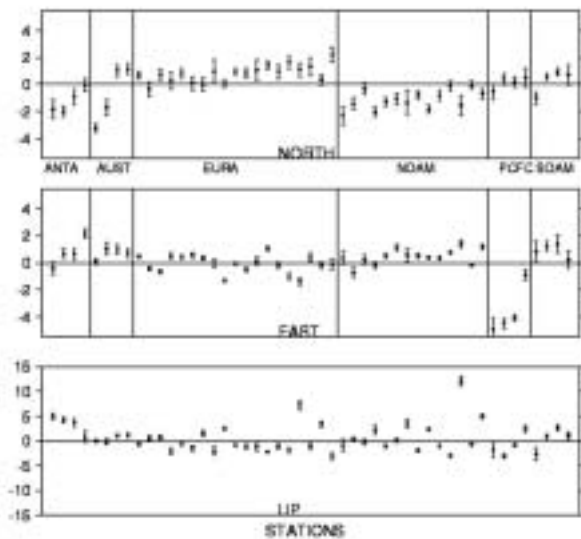
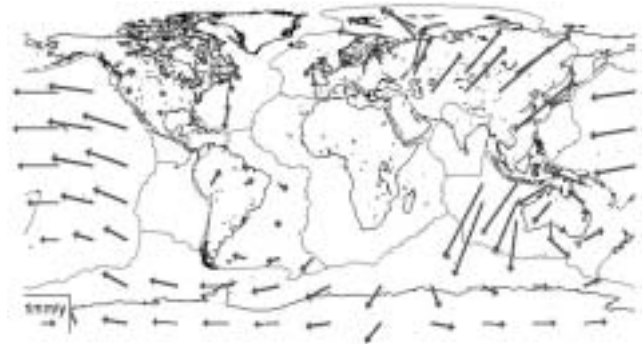


Fig. 5. Différences des vitesses entre l'ITRF2000 et le modèle NNR-NUVEL-1A pour 49 sites

Fig. 6. Différences des vitesses entre l'ITRF 2000 et le modèle NNR-NUVEL-1A calculées à partir de leurs pôles de rotation respectifs

Afin d'illustrer la discussion ci-dessus, nous avons utilisé les vitesses ITRF2000 pour estimer les pôles de rotation de 6 plaques, données dans la table 3. Dans cette estimation, les 49 sites ont été utilisés, augmentés d'un site sur la plaque Antarctique et un autre sur la plaque Pacifique pour améliorer la géométrie des sites sur ces deux plaques. Le modèle d'observation utilisé dans cette estimation est l'équation suivante, reliant le vecteur d'Euler ω_p à la vitesse du point \dot{X}_i ayant X_i comme position et est situé sur la plaque p :

$$\dot{X}_i = \omega_p \times X_i$$

La matrice de variance complète des vitesses des 51 sites, extraite de celle de l'ITRF2000, a été utilisée dans l'estimation des pôles des rotations, en un ajustement unique, préservant ainsi les corrélations entre les paramètres.

TABLE 3. Pôles des rotations de 6 plaques tectoniques principale de l'ITRF2000

Plaque	$\phi(^{\circ}\text{N})$	$\lambda(^{\circ}\text{E})$	$\omega(^{\circ}/\text{m.an})$
ANTA	61.830 ± 2.143	-125.574 ± 3.689	0.231 ± 0.015
AUST	32.327 ± 0.652	39.437 ± 0.816	0.614 ± 0.006
EURA	57.965 ± 1.211	-99.374 ± 2.710	0.260 ± 0.005
NOAM	-5.036 ± 1.142	-83.144 ± 1.945	0.194 ± 0.003
PCFC	-64.176 ± 0.404	± 1.345	0.666 ± 0.005
SOAM	-21.457 ± 2.806	-134.631 ± 4.762	0.113 ± 0.005

LE MODÈLE DE MOUVEMENT DES PLAQUES TECTONIQUE ISSU DE L'ITRF2000

En utilisant les six pôles absolus de rotations, des pôles relatifs ont ensuite été calculés par addition de vecteurs. Les pôles relatifs de rotation des plaques sont insensibles à la définition du système de référence. Il est donc intéressant de comparer les pôles déduits de l'ITRF2000 à ceux prédits par le modèle géophysique (voir Table 4). Cette Table montre que les différences entre les deux modèles se situent entre 0.03° et 0.08° par millions d'années, équivalent à environ 1 – 7 mm/an sur la surface de la Terre. Comme le montre la Table 4, par rapport à la plaque Pacifique, les vitesses ITRF2000 des autres plaques sont plus rapides que celles prédites par le modèle géophysique, à l'exception de la plaque Australienne. De plus, les résultats de l'ITRF2000 montrent un mouvement relatif entre les plaques Eurasie et Nord Amérique, plus rapide que celui du modèle géophysique par environ 0.056°/millions d'années.

CONCLUSION

L'ITRF2000 est, de loin, la version ITRF la plus étendue et la plus précise jamais réalisée. Cette solution contient près de 800 stations réparties sur près de 500 sites. La cohérence interne des solutions VLBI et SLR ont permis une définition précise de l'échelle et de l'origine. La stabilité à long terme de l'ITRF2000, évaluée sur une dizaine d'années, est de l'ordre de 4 mm en origine et de 0.5 ppb en échelle (environ 3 mm sur la surface de la Terre).

RÉFÉRENCES

Altamimi Z., C. Boucher and P. Sillard, *New Trends for the Realization of the International Terrestrial Reference System*, *Adv. Space Res.*, Vol. 30, No. 2, pp. 175-184, 2002.
Altamimi, Z., P. Sillard, and C. Boucher, *ITRF2000: A New Release of the International Terrestrial Reference Frame for Earth Science Applications*, *J. Geophys. Res.*, 107(10), 10.1029/2001JB000561, 2002.

Altamimi, Z., P. Sillard, and C. Boucher, *ITRF2000: From Theory to Implementation*, V Hotine Marussi symposium, Matera, Italy, 2002.

Altamimi, Z., C. Boucher and L. Duhem, *The Worldwide Centimetric Terrestrial Reference Frame and its Associated Velocity Field*, *Adv. Space Res.* 13, (11) 151- (11) 160, 1993.

Argus, D. F., and R.G. Gordon, *No-Net-Rotation Model of Current Plate Velocities Incorporating Plate Motion Model Nuvel-1*, *Geophys. Res. Lett.* 18, 2038-2042, 1991.

Boucher, C., *Terrestrial coordinate systems and frames*, in *Encyclopedia of Astronomy and Astrophysics*, MacMillan, 2001.

Boucher, C., *Current Intercomparisons Between CTS's, in Reference Frames in Astronomy and Geophysics*, edited by Kovalevsky, J., Mueller, I. I., and B. Kolaczek, 474 pp., Kluwer Academic Publisher, Dordrecht, 1989.

Boucher C., and Z. Altamimi, *Towards an improved realization of the BIH terrestrial frame*, *The MERIT/COTES Report on Earth Rotation and Reference Frames*, Vol. 2, edited by I.I Mueller, OSU/DGS, Columbus, Ohio, USA 1985.

Boucher C., and Z. Altamimi, *Development of a Conventional Terrestrial Reference Frame*, in *Contributions of Space Geodesy to Geodynamics: Earth Dynamics*, *Geodyn. Ser.*, vol 24, edited by D.E. Smith & D.L. Turcotte, pp. 89-97, AGU, Washington D.C., 1993.

Boucher C., and Z. Altamimi, *International Terrestrial Reference Frame*, *GPS World* 7, 71-74, 1996.

DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus, and S. Stein, *Current plate motions*, *J. Geophys. Res.* 101, 425-478, 1990.

DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus, and S. Stein, *Effect of recent revisions of the geomagnetic reversal timescale on estimates of current plate motions*, *Geophys. Res.* 21(20), 2191-2194, 1994.

Kovalevsky, J., Mueller, I. I., and B. Kolaczek (Eds.), *Reference Frames in Astronomy and Geophysics*, 474 pp., Kluwer Academic Publisher, Dordrecht, 1989.

Sillard, P., Z. Altamimi and C. Boucher, *The ITRF96 realization and its associated Velocity field*, 25, 3223-3226, 1998.

Table 4. Pôles relatifs des plaques tectoniques de l'ITRF2000

Plaque	$\phi(^{\circ}\text{N})$	$\lambda(^{\circ}\text{E})$	Ω_x	Ω_y	Ω_z	Ω	Ω_N	$\Delta\Omega$	$\delta\Omega$
PAR RAPPORT À LA PLAQUE PACIFIQUE									
ANTA	65.688	-84.208	.000640	-.006305	.014029	.882	.870	.025	0.7
AUST	61.482	6.530	.008747	.001001	.016203	1.057	1.074	.054	4.9
AURA	63.118	-79.215	.001357	-.007126	.014309	.919	.859	.083	6.9
NOAM	50.488	-75.134	.002152	-.008107	.010171	.755	.749	.036	2.2
SOAM	-58.070	-85.633	-.000463	.006058	-.009749	.658	.637	.041	3.9
PAR RAPPORT À LA PLAQUE NORD AMÉRICAINE									
EURA	73.032	128.99	-.000794	.000981	.004138	.248	.214	0.56	4.6

Ω_x , Ω_y et Ω_z sont les composantes cartésiennes des pôles relatifs en radians par million d'années. Ω et Ω_N sont respectivement les pôles de l'ITRF2000 et NUVEL-1A, en degrés par million d'années.

$\Delta\Omega = |\Omega - \Omega_N|$. $\delta\Omega$ est la magnitude de la différence de vitesse en mm/an sur la surface de la Terre.

Géodésie et Géodynamique

GÉODÉSY AND GÉODYNAMICS

M. FEISSEL-VERNIER ^(1,2), **Z. ALTAMIMI** ⁽²⁾, **M. AMALVICT** ⁽³⁾, **V. BALLU** ⁽⁴⁾, **R. BIANCALE** ⁽⁵⁾, **A. BONNEVILLE** ⁽⁴⁾,
C. BOUCHER ^(2,6), **E. CALAIS** ⁽⁷⁾, **S. CALMANT** ⁽⁸⁾, **J.-F. CRÉTAUX** ⁽⁵⁾, **M. DIAMENT** ⁽⁴⁾, **P. EXERTIER** ⁽⁹⁾,
N. FLORSCH ⁽¹⁰⁾, **A.-M. GONTIER** ⁽¹⁾, **M. GREFF** ⁽⁴⁾, **J. HINDERER** ⁽³⁾, **M. LLUBES** ⁽⁵⁾, **F. MIGNARD** ⁽⁹⁾,
J.-M. NOCQUET ⁽²⁾, **P. SILLARD** ⁽²⁾, **B. SIMON** ⁽¹¹⁾, **G. WÖPPELMANN** ⁽¹²⁾

¹Observatoire de Paris ²Institut Géographique National

³Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre de Strasbourg

⁴Institut de Physique du Globe de Paris ⁵Centre National d'Etudes Spatiales

⁶Ministère de la Recherche et de la Technologie ⁷Purdue University

⁸Institut français de recherche scientifique pour le développement en coopération

⁹Observatoire de la Côte d'Azur/CERGA ¹⁰Université Pierre et Marie Curie

¹¹Service Hydrographique et Océanographique de la Marine ¹²CLDG La Rochelle

ABSTRACT

The rapidly increasing accessibility of space geodetic techniques for use in geophysical investigations made it necessary to strongly develop interactions between geodesists and geophysicists. On the other hand, the global nature of the data and results requires an accurate control of the reference systems involved, which gave rise to closer collaboration with astronomers. A new research area was thus developed. Its interdisciplinary nature made it sometimes difficult to gain recognition among the existing classical categories.

The French Institut National des Sciences de l'Univers (CNRS/INSU) created in 1999 an interdisciplinary research group (Groupement de Recherches, GDR) to develop and foster cross-discipline interactions aiming at the global metrology of the deforming rotating solid, fluid and gaseous Earth. The relevant research themes include the physics of space geodetic measures, the modelling and analysis techniques, vertical motions and references, theoretical and computational questions associated with the geocenter motions, unification of reference systems and frames, as well as standards for a high quality multi-techniques geodetic observing site. This research group is known as AGRET (Astrometry, geodynamics and reference systems).

The working method of AGRET includes special working groups (e.g. on geocenter problems) and annual three-day seminars (Paris, 1999, Grasse, 2000, Strasbourg, 2001, Toulouse, 2002), as well as the maintenance of a dedicated website to disseminate and give access to information from the different disciplines (<http://lareg.ensg.ign.fr/AGRET>). The seminars gathered 40 to 100 participants. Together with a special visiting program to help young researchers and PhD students visit other laboratories or scientific themes, they played a role in creating cross-discipline links.

To make known to a wider community its research domain, AGRET distributed the text hereafter,

which summarizes its specific challenges and needs. After a preamble, section 2 deals first with the scientific objectives: lithospheric motions and deformations, dynamical effects of the ocean and atmosphere, gravity field and sea level estimation, time and space references, earth rotation. Section 3 gives a panoramic description of the world's major programs in space geodesy, gravimetry, terrestrial and sea bottom geodesy, satellite altimetry and tide gauges, and of the french contributions in the data analyses. Section 4 outlines the French participation in the international projects and services, national networks, multi-technique geodetic sites, and campaigns.

1. PRÉAMBULE

L'accessibilité grandissante des techniques de géodésie spatiale au cours de la dernière décennie a permis, en France comme dans le reste du monde, le développement d'études de déformations crustales à l'aide de ces techniques. Le principal système utilisé est le GPS dont les usages scientifiques sont favorisés par des coûts d'achat et d'utilisation des récepteurs compatibles avec les budgets de recherche, l'existence d'un excellent service international dans le domaine, l'IGS, et l'accès à des logiciels de traitement de données développés et maintenus par quelques groupes universitaires de haut niveau. Les autres méthodes de la géodésie spatiale sont aussi utilisées pour des études géodynamiques locales ou globales, mais leur emploi moins aisé en réserve l'observation aux spécialistes de la technique : télémétrie par laser sur satellite artificiel (SLR) ou sur la Lune (LLR), méthodes radioélectriques DORIS (satellites artificiels) et VLBI (quasars) ; les logiciels disponibles pour le traitement de leurs données sont d'accessibilité et de niveau équivalents à ceux traitant le GPS. L'adoption de ces techniques par un milieu scientifique débordant largement leur milieu d'origine a entraîné la généralisation des études s'appuyant sur des mesures multidisciplinaires.

De son côté, depuis quelques années, la gravimétrie se trouve dans une phase d'évolution rapide.

Le champ de pesanteur terrestre et ses variations à différentes échelles spatiales et temporelles seront beaucoup mieux connus dans les années à venir grâce aux progrès spectaculaires de l'instrumentation terrestre et spatiale. Entraînées par cette évolution, les méthodes de traitement, d'analyse et de modélisation sont en plein bouleversement. Ces progrès ouvrent la voie aux études locales dans les domaines de la volcanologie, de la surveillance des zones tectoniquement actives, de l'hydrologie, comme aux études globales pour la compréhension de la dynamique interne du globe ou la caractérisation des mouvements verticaux de la croûte terrestre.

Après avoir rappelé les enjeux scientifiques de l'observation à but géodynamique (chapitre 2), on dresse un panorama des programmes internationaux et de la participation française au niveau de l'analyse des observations (chapitre 3). Enfin on décrit les différentes composantes du dispositif national d'observation géodynamique : observatoires multi-techniques, réseaux permanents nationaux et internationaux, campagnes de mesures.

2. LES ENJEUX SCIENTIFIQUES DE L'OBSERVATION GÉODYNAMIQUE

Nous rappelons ci-après les principaux enjeux de la recherche s'appuyant sur des observations géodynamiques globales permanentes par les techniques de géodésie spatiale (VLBI, GPS, SLR, DORIS), gravimétrie, marégraphie et autres. Ces enjeux s'articulent autour de quelques grands thèmes : mouvements et déformations de la lithosphère, effets dynamiques des enveloppes fluides (océan, atmosphère), détermination du champ de pesanteur terrestre et du niveau des mers, rotation de la Terre, référentiels d'espace et de temps.

2.1. MOUVEMENTS ET DÉFORMATIONS DE LA LITHOSPHÈRE

2.1.1. LES MOUVEMENTS HORIZONTAUX

Il s'agit de la mesure fine des déplacements des plaques lithosphériques et de leurs déformations. Cet objectif est fondamental car ces mesures permettent de contraindre les modèles physiques de déformation de la Terre à différentes échelles, depuis celle de la géodynamique globale jusqu'à celle d'un séisme ou d'un volcan individuel par exemple. Parmi les enjeux au cœur du débat scientifique actuel, on peut citer :

- Validation des modèles cinématiques géologiques : les mesures géodésiques permettent des comparaisons de détail avec les modèles dérivés d'observations géologiques. On commence ainsi, par exemple, à mettre en évidence des variations temporelles récentes du mouvement des plaques lithosphériques.
- Vers un modèle de déformation global : grâce à la géodésie spatiale, on peut aujourd'hui dépasser la description de la cinématique lithosphérique en termes de rotation de plaques rigides, en intégrant les déformations inter- et intra-plaques, ainsi que leurs variations

temporelles (voir l'exemple de l'Europe, figure 1).

- Cycle sismique et interactions entre failles actives : les mesures géodésiques permettent des avancées considérables dans la compréhension du cycle mise en charge/décharge de la croûte terrestre lié aux séismes en permettant de valider, à partir de données, des modèles de déformation élastiques et viscoélastiques.
- Suivi des stations de référence : les études géophysiques des déformations lithosphériques basées sur des mesures de géodésie spatiale dépendent de la connaissance des coordonnées et vitesses de déplacement des stations géodésiques servant à définir les référentiels géodésiques. Les stations des réseaux mondiaux utilisés pour cet objectif requièrent le même type de suivi pluridisciplinaire que pour l'étude des mouvements locaux. Ce sont d'ailleurs en partie les mêmes stations qui servent aux différentes études.

2.1.2. LES MOUVEMENTS VERTICAUX

L'étude des mouvements verticaux est plus difficile que celle des mouvements horizontaux, car leur amplitude est généralement inférieure d'un ou plusieurs ordres de grandeur. Elle est aussi plus complexe car, plus encore que l'étude des mouvements horizontaux, elle doit faire intervenir l'ensemble du milieu physique local et régional – terre solide, océan et eaux souterraines, atmosphère (voir ci-dessous). Les mouvements verticaux impliquent des phénomènes ayant différentes échelles temporelles, de quelques minutes à plusieurs siècles. Parmi les questions scientifiques dépendant de la connaissance des mouvements verticaux, on peut citer la caractérisation des variations actuelles du niveau de la mer, qui nécessite un ensemble de mesures complémentaires allant de la marégraphie à la géodésie spatiale en passant par la gravimétrie absolue. Par ailleurs, la détermination des géoïdes locaux à haute résolution est indispensable pour les études sur les références verticales et le niveau de la mer.

A côté des techniques de positionnement, la gravimétrie intervient dans l'étude des mouvements et des déformations de la lithosphère. Elle couvre une gamme de fréquences très large, allant de la seconde à des périodes supérieures à l'année (mouvement du pôle et termes séculaires). La figure 2 donne schématiquement un exemple des phénomènes qui peuvent être étudiés par l'observation précise des variations temporelles de gravité.

2.2. EFFETS DYNAMIQUES DES ENVELOPPES FLUIDES (OCÉAN, ATMOSPHÈRE)

Le traitement de données de géodésie spatiale ou de gravimétrie doit tenir compte de paramètres atmosphériques et océaniques locaux et régionaux, et inversement, la compréhension des déplacements sub-centimétriques des stations d'observation sous l'action de ces couches fluides exige d'en posséder une connaissance à la fois théorique et pratique. L'interprétation pertinente des variations globales du niveau des mers mesurées par altimétrie spatiale ou par les marégraphes requiert une interaction étroite avec la géodésie spatiale. Dans tous les cas, le contexte géophysique de chaque station d'observation est un élément essentiel aux études.

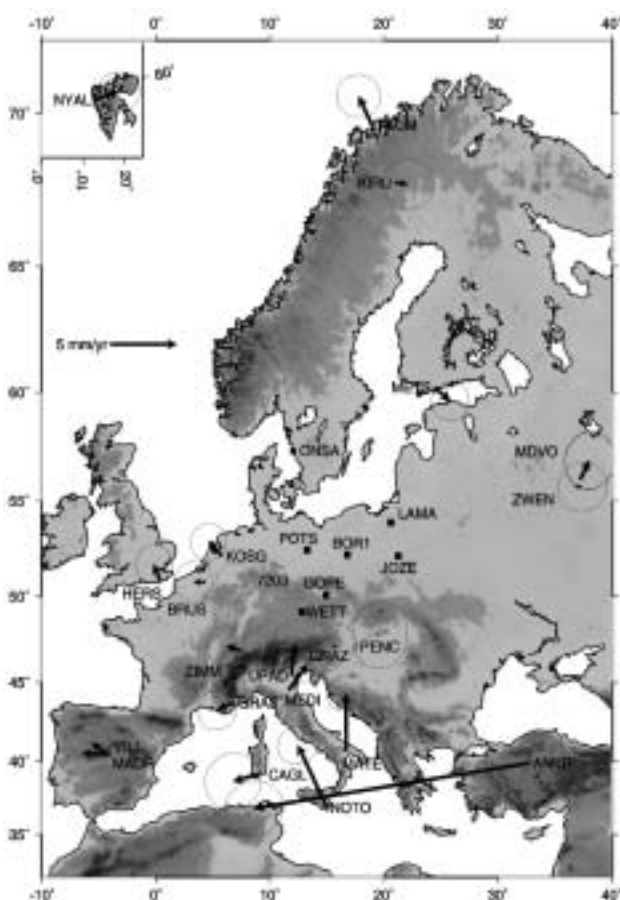


Fig. 1 - Vitesses de station (ITRF97) dans un référentiel "Europe stable".

2.2.1. LES SURCHARGES.

Les effets de surcharge sont actuellement au cœur du débat scientifique en géophysique et en géodésie car ils sont le reflet de processus de surface complexes, comme la circulation globale des couches fluides et les interactions atmosphère-hydrosphère-lithosphère. De plus leur modélisation est nécessaire dans le cadre des études de déformation crustale pour "nettoyer" le signal mesure de ces effets et permettre ainsi d'obtenir des informations sur les déformations séculaires de la planète.

Les phénomènes de surcharge résultent des déformations élastiques et de la redistribution des masses à l'intérieur de la Terre, induites par des variations spatio-temporelles des masses océaniques, atmosphériques, ou des eaux continentales. La surface terrestre réagit à ces excitations en se déformant avec un impact plus important sur les déformations verticales que sur les déformations horizontales (d'un facteur de l'ordre de 3), et à moyennes et grandes longueurs d'ondes (quelques centaines à quelques milliers de km). L'amplitude des effets de surcharge est de l'ordre de quelques millimètres à quelques centimètres. Elle dépend de la localisation de la station et présente une variabilité principalement diurne et saisonnière.

La modélisation des effets de surcharge est possible à condition de disposer d'une part d'un cadre théorique et, d'autre part, de modèles de répartition des charges (fondés sur la théorie ou sur des mesures) permettant de quantifier les phénomènes à l'origine des perturbations. Le cadre théorique est, en général, bien établi : le comportement de la croûte terrestre étant supposé purement élastique, sa réponse à l'action extérieure est calculée par convolution avec la fonction numérique décrivant le phénomène agissant. Or, ces phénomènes sont difficiles à caractériser. Les effets concernant essentiellement des harmoniques de degrés inférieurs à environ 40, il est nécessaire de connaître les champs de pression, marée océanique, ou de distribution des eaux continentales à l'échelle globale et en continu dans le temps. Cette description n'étant généralement pas possible par des mesures directes, on a recours à des modèles globaux de ces phénomènes, modèles qui ne sont ni uniques, ni complètement validés, dans l'état actuel de nos connaissances. Les mesures géodésiques de surcharge doivent donc aussi permettre de valider ces modèles globaux. La figure 3 montre, à titre d'exemple, la surcharge observée par le gravimètre absolu lors de la campagne "Bretagne" de 1998 ainsi qu'une surcharge prédite à partir d'un modèle de marée (voir § 4.3.3).

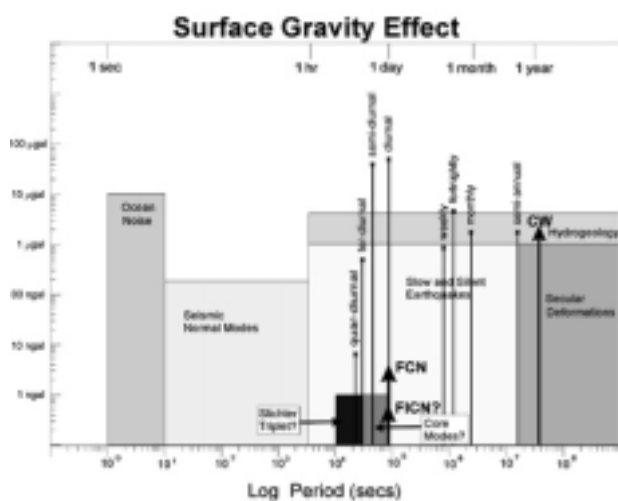


Fig. 2 - Les phénomènes géophysiques affectant la gravité en surface

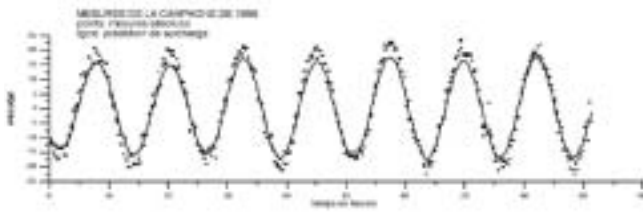


Fig. 3 – Mesure de la variation diurne de gravité attribuée à la surcharge océanique (points) et variation prédite d'après le modèle (ligne continue).

2.2.2. LA VAPEUR D'EAU ATMOSPHÉRIQUE.

La vapeur d'eau atmosphérique est le principal facteur limitant l'exactitude des systèmes de positionnement, en particulier pour la composante verticale, avec laquelle son effet est fortement corrélé dans les analyses. La prise en compte des erreurs liées à la propagation troposphérique est donc fondamentale pour améliorer l'exactitude des altitudes déterminées par les méthodes du positionnement géodésique. La réfractivité atmosphérique, qui induit des retards de propagation des signaux utilisés par la plupart des techniques de positionnement, dépend d'une composante humide (vapeur d'eau non en équilibre hydrostatique) très variable dans le temps et dans l'espace et difficile à mesurer directement comme à modéliser. Il a été démontré que la détermination du contenu en vapeur d'eau intégré par inversion des données d'observation GPS atteint des précisions comparables à celles de radiosondages (voir figure 4) et de radiomètres. Les observations permanentes permettent donc d'estimer directement la quantité de vapeur d'eau atmosphérique à partir des observables mesurées et donc de suivre l'évolution temporelle et spatiale de ce paramètre. Il y a là un enjeu fondamental car la vapeur d'eau joue un rôle crucial dans la dynamique météorologique et climatique, en y contrôlant en grande partie les transferts de matière et d'énergie. La connaissance de sa distribution, dans l'espace et dans le temps, est fondamentale pour la réalisation de prévisions météorologiques fiables. La vapeur d'eau est aussi un des gaz participant à l'effet de serre, la connaissance de son évolution à long terme est donc fondamentale pour comprendre les mécanismes du réchauffement global.

Fig. 4. Variations de la vapeur d'eau troposphérique mesurées par GPS sur le site permanent de St Jean des Vignes, près de Lyon (une mesure toutes les 15 minutes),

et une comparaison avec des mesures indépendantes réalisées par radiosondages (deux lancés par jour). L'accord entre les deux types de mesures est excellent, avec un biais inférieur à 1 kg/m² et un résidu moyen de l'ordre de 2 kg/m², ce qui valide la capacité du GPS à mesurer la vapeur d'eau troposphérique. On constate que le GPS détecte aussi une diminution générale de la quantité de vapeur d'eau entre les mois d'été, classiquement plus humides dans cette région, et ceux d'hiver.

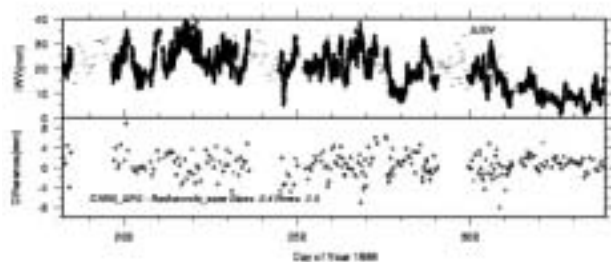
2.3. DÉTERMINATION DU CHAMP DE PESANTEUR TERRESTRE ET DU NIVEAU DES MERS

2.3.1 CHAMP DE PESANTEUR TERRESTRE

La structure spatiale du champ de pesanteur témoigne des irrégularités de la structure interne du globe à différentes échelles de profondeurs ; la finesse d'interprétation est donc directement fonction de la résolution des modèles de champ disponibles, mais aussi de leur exactitude. D'un autre côté, les variations temporelles du champ de pesanteur sont directement liées aux redistributions de masses résultant des interactions entre la terre solide, les océans et l'atmosphère. Outre les applications géophysiques à caractère global, les modèles de champ de pesanteur à haute résolution spatio-temporelle constituent un maillon essentiel dans l'interprétation des mesures fournies par l'altimétrie spatiale. Cela est particulièrement important pour la connaissance précise de la circulation océanique et de sa variabilité.

Les progrès réalisés dans la précision et l'exactitude des techniques spatiales ont encouragé le développement de nouvelles solutions du champ de gravité de la Terre. Le modèle GRIM5 (2000), qui est issu d'une longue coopération entre le Groupe de Recherche de Géodésie Spatiale (GRGS, Grasse, Paris, Toulouse) et le GeoForschungZentrum (GFZ, Potsdam), est fondé sur l'analyse d'une constellation de 36 satellites, dont les satellites équipés du système DORIS ainsi qu'environ 20 cibles laser. Ces dernières ont une unique et large répartition en inclinaison et altitude, avec des durées de vie très importantes. Ceci, allié à de longues séries temporelles d'observations laser de précision centimétrique depuis 10 à 15 ans, a permis une amélioration sensible de la connaissance des grandes longueurs d'onde du géoïde ainsi que des termes de marées océaniques.

Les tentatives pour accéder à des longueurs d'ondes plus courtes du champ de gravité sont entravées par la faiblesse du réseau laser vis-à-vis des trajectoires d'altitude basse (par ex. le satellite GFZ-1 à 450 km, dont la couverture par la télémétrie n'atteint que quelques pour-cent), et par la mauvaise connaissance du freinage atmosphérique, qui est limitée par la difficulté à modéliser le comportement non stationnaire de la haute atmosphère terrestre. La mission CHAMP (à 470 km, mis en orbite en juillet 2000) et la future mission GRACE (à 450 km, lancement prévu en 2003), en délivrant des mesures accélérométriques avec



un positionnement par GPS et par laser, apporteront une connaissance du champ de gravité qui sera améliorée d'un facteur 10 à la longueur d'onde de 1000 km. La qualité des hauteurs du géoïde devrait ainsi passer de 40 à 10 cm en moyenne sur le globe.

Dans le domaine de la géodynamique, l'étude du mouvement de LAGEOS, observé depuis plus de 20 ans en continu par la télémétrie laser, a pris une place considérable. Aussi, parallèlement à l'amélioration des modèles gravitationnels statiques et maréaux, des travaux ont été réalisés pour améliorer la modélisation des forces non-gravitationnelles qui agissent sur ce satellite, en particulier celles liées à la ré-émission thermique. En parallèle, l'analyse d'orbites à long terme a progressé, rendant possible la détermination des variations temporelles du champ, séculaires et à très longues périodes. Ceci est un point marquant pour l'avenir, car les missions de type GRACE ou GOCE (horizon 2004) ne pourront pas déterminer les caractéristiques du champ aux grandes longueurs d'ondes spatiales avec une très bonne exactitude, leur domaine de prédilection étant plutôt les structures à petite échelle et leur variabilité.

2.3.2. ETUDE DU NIVEAU DES MERS

La détermination de l'élévation globale du niveau de la mer, question essentielle dans le cadre de l'étude des changements climatiques globaux, est possible soit par l'analyse des données marégraphiques, soit par l'utilisation de l'altimétrie satellitaire. Les nombreux travaux déjà menés à partir des données des différents marégraphes existants, et qui indiquent une élévation du niveau de la mer de l'ordre de 2 mm/an, souffrent de deux principales limitations : d'une part, la répartition des marégraphes est très inégale malgré le développement du réseau international GLOSS et, d'autre part, la mesure marégraphique reste une mesure relative du niveau de la mer, car l'instrument suit les mouvements verticaux de la croûte terrestre. Dans certains cas, rares, ces mouvements sont modélisables, par exemple le cas du rebond post-glaciaire, mais en général il n'existe pas de modèle prédictif des mouvements verticaux. Pour corriger ces effets, et obtenir ainsi une mesure absolue de la variation du niveau de la mer, il faut faire appel aux techniques de géodésie spatiale qui donnent accès, pour les plus précises d'entre elles, au déplacement vertical de la croûte. Les techniques GPS et DORIS, qui disposent toutes deux de réseaux de stations globaux, sont utilisées à cette fin depuis environ cinq ans.

Les résultats de la mission d'océanographie spatiale TOPEX/Poséidon (lancée en 1992) sont sans précédent dans les communautés océanographique, géophysique et géodésique. La préparation de la mission d'océanographie de nouvelle génération Jason-1 (lancé le 7 décembre 2001), puis son exploitation à partir de 2002 ont suscité d'importants travaux dans la communauté. La contribution scientifique des équipes du CNES, du CERGA, de l'Institut Géographique National (IGN) et du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM) porte notamment sur l'adoption et la proposition de nouveaux standards géodésiques, sur le calcul d'un repère de référence terrestre international DORIS/laser, et

sur l'élaboration d'une nouvelle série de modèles de champ de gravité à partir des données de l'accélérométrie spatiale. De plus, la communauté a eu le souci de développer un site géodésique fondamental en Corse, afin d'y réaliser l'étalonnage des altimètres spatiaux.

Toutes les avancées sur la détermination du champ de gravité et la modélisation d'orbite, qui sont utilisées en bonne partie pour la détermination d'orbite des satellites océanographiques, sont vérifiables à travers le succès de l'assimilation des données dans les nouveaux modèles. La qualité croissante de l'orbite du satellite TOPEX/Poséidon entre 1992 et 1996, jusqu'à 2-3 cm aujourd'hui, et l'amélioration induite de l'orbite des satellites ERS, constituent une véritable avancée. Il est vrai que ces résultats sont surtout le reflet de la très bonne couverture de l'orbite des satellites altimétriques par le système DORIS sur TOPEX/Poséidon, sans oublier le système allemand PRARE sur ERS-2.

2.4. RÉFÉRENTIELS D'ESPACE ET DE TEMPS, ROTATION DE LA TERRE

La question des référentiels d'espace et de temps est intimement liée aux activités à finalité géodynamique. Ainsi, la définition même du repère de référence terrestre international fait intervenir des concepts dynamiques aussi bien pour son origine (en relation avec le géocentre) que pour son champ de vitesses de stations associé (tectonique des plaques, rebond post glaciaire). Sa maintenance s'appuie sur des analyses globales faisant intervenir le même type d'observations et d'analyses que les études de déformation de la croûte. En retour, ces dernières permettent de contrôler et d'enrichir le repère. La maintenance du repère de référence céleste international repose sur le VLBI, les mêmes observations fournissant aussi une contribution fondamentale à la mesure de l'orientation de la Terre et à la maintenance du repère de référence terrestre. L'échelle du Temps Atomique International, référence universelle indispensable à l'analyse correcte des observations dans le cadre de la relativité générale, est maintenue grâce à des comparaisons d'horloges à distance intercontinentale faisant appel aux techniques de la géodésie spatiale utilisée pour les études de géodynamique et la maintenance du repère de référence terrestre.

2.4.1. RÉFÉRENTIEL TERRESTRE ET CENTRE DE MASSE DE LA TERRE

Pour l'étude des déformations de degré 1 de la Terre (dans la décomposition en harmoniques sphériques des paramètres), la théorie de la gravito-élasticité impose la conservation du centre de masse. La comparaison des variations de degré 1 calculées avec celles qui sont observées par la géodésie spatiale n'est pas aisée, les géodésiens ne se repérant pas dans un système lié à chaque instant au centre de masse, et la sphère de référence initiale utilisée par les géophysiciens étant quelque peu fictive.

Dans le cadre du Groupement de Recherches AGRET, un groupe de travail s'est mis en place, afin que les géodésiens et les géophysiciens se mettent d'accord sur une définition, et que les relations entre les différentes mesures et les repères de la géophysique soient clairement identifiées. Un texte

intitulé "Le géocentre: concepts, définition et réalisation" a été établi. Nous en résumons ici les principaux points.

Nous introduisons un Centre géométrique défini par les mesures. Dans cette référence géométrique que nous allons préciser, la position du centre de masse varie dans le temps. Etant donné un réseau de stations réparties à la surface de la Terre, l'analyse des observations par les méthodes dynamiques (ces méthodes reliant la position des stations de suivi aux trajectoires calculées par rapport au centre des masses) permet de réaliser un repère géométrique implicite par l'attribution de coordonnées explicites aux stations. Un réseau de stations représente un échantillonnage non uniforme de la surface terrestre. Il s'ensuit que la position de son barycentre diffère par une translation constante inconnue de celle du centre géométrique. Mais, pour un même réseau de stations, les variations temporelles de son barycentre sont identiques à celles du centre géométrique.

Le rattachement au centre de masse de ce repère géométrique implicite est obtenu en imposant, dans l'analyse, la nullité des coefficients de degré 1 dans la décomposition en harmoniques sphériques du potentiel gravitationnel. Nous recommandons d'appeler Géocentre ce centre géométrique défini par les mesures. On utilisera cette définition dans la suite.

L'ITRF 2000 (International Terrestrial Reference Frame) réalise, à partir des résultats des méthodes dynamiques, une origine O du système conventionnel qui est rattaché au centre de masse en annulant les coefficients de degré 1 du potentiel gravitationnel. On peut recommander aux géodésiens de se repérer par rapport à cette origine. Les géophysiciens travaillant dans une configuration initiale de référence non réalisable perdront une constante par rapport aux observations géodésiques. En conséquence, seules les variations temporelles du géocentre calculé et du géocentre réalisé pourront être comparées.

2.4.2. SURVEILLANCE ET EXTENSION DU RÉFÉRENTIEL TERRESTRE

L'ITRF (International Terrestrial Reference Frame, voir <http://lareg.ensg.ign.fr/ITRF>) matérialise le système de référence terrestre international (ITRS). Il est employé universellement dans les applications scientifiques et techniques, ce qui entraîne une obligation permanente d'amélioration, de densification et de liaison avec les systèmes spatiaux pour répondre aux besoins des utilisateurs. En géodynamique, il est le référentiel sous-jacent dans les études de déformation crustales. Sa maintenance et sa densification reposent sur les observations des stations mentionnées précédemment. La requête spécifique, indispensable à l'unification des résultats des différentes techniques d'observation, est l'existence de sites bien répartis sur la Terre, dans lesquels plusieurs de ces techniques sont exploitées en parallèle. Un aspect essentiel de l'exactitude de l'ITRF résulte de l'utilisation conjointe de l'ensemble des techniques de géodésie spatiale. Ainsi chaque technique apporte à l'ensemble ses points forts : la géométrie globale du réseau (DORIS), le rattachement au centre des masses de la Terre (laser), la densification (GPS), l'échelle du repère (laser, VLBI), la liai-

son au référentiel inertiel (VLBI). La qualité de cette conjonction d'excellences repose entièrement sur le sous-réseau des sites équipés de plusieurs techniques. Le caractère exhaustif de l'ITRF en fait par ailleurs un outil exceptionnel d'investigation des mouvements actuels de l'ensemble des plaques tectoniques (voir figures 5 et 6).

Un point de plus en plus important en géodésie est celui de la réalisation d'une référence verticale mondiale absolue et suffisamment stable. Tous les projets spatiaux des années à venir, qu'ils soient d'océanographie (niveau moyen des mers) ou de géophysique (champ de gravité et ses variations temporelles), requièrent en effet la réalisation d'un repère de référence terrestre dont l'évolution dans le temps soit maîtrisée au niveau de quelques millimètres voire mieux. Dans ce contexte et compte tenu des améliorations, qui portent à la fois sur les techniques et sur les modèles, les géodésiens ont développé des applications visant à mesurer les déformations verticales de la croûte terrestre sur des sites proches de l'océan et équipés de marégraphes. Car il est fondamental pour l'étude du niveau moyen des mers de distinguer clairement la part de soulèvement ou de subsidence de la croûte par rapport à celui du niveau des eaux.

2.4.3. MAINTENANCE DU RÉFÉRENTIEL CÉLESTE INTERNATIONAL (ICRF)

La maintenance de l'ICRF (<http://hpiers.obspm.fr/icrs-pc>), référentiel qui matérialise le système de référence céleste international (ICRS) s'appuie sur l'observation répétée par le réseau VLBI mondial de plusieurs centaines de radio-sources compactes extragalactiques. C'est le maintien permanent de la liaison à l'ICRF par ces observations qui rend possible l'unification de toutes les mesures globales de géodésie spatiale.

2.4.4. SURVEILLANCE DE LA ROTATION TERRESTRE

L'orientation de la Terre est la liaison permanente entre les repères de référence terrestre et céleste décrits ci-dessus. Le suivi de ses irrégularités permet d'établir des séries temporelles de mesures longues et denses nécessaires à la compréhension des phénomènes dynamiques globaux impliqués. La mesure permanente des irrégularités de la rotation et des mouvements du centre de gravité ouvre un champ important de recherche pour la modélisation d'un grand nombre d'influences dynamiques ou statiques des couches qui constituent la planète, depuis la graine solide jusqu'à l'atmosphère.

2.4.5. TRANSFERT DE TEMPS PAR TECHNIQUES SPATIALES

Le progrès continu de la stabilité des étalons impose la conception et le développement de méthodes de comparaison à distance permettant de transporter cette stabilité à des milliers de kilomètres. Le développement de nouvelles méthodes de transfert de temps est un sujet de recherche permanent. On peut citer actuellement le transfert de Temps par Lien Laser (T2L2) : tirs lasers à partir de deux stations terrestres sur un récepteur embarqué. La réalisation de l'expérience, qui fait appel à la géodésie spatiale, implique aussi une physique très fine.

Pour conclure ce chapitre, il convient d'insister sur l'interdépendance étroite des enjeux scientifiques d'ordres géophysique et géodésique mentionnés ci-dessus. Par exemple, une meilleure compréhension du rôle des fluides environnant les stations de mesures est fondamentale

afin de pouvoir extraire un signal tectonique séculaire des mesures de positionnement géodésique. Autre exemple, la prise en compte des déformations crustales à toutes les échelles spatiales et temporelles est fondamentale pour la réalisation de référentiels géodésiques exacts.

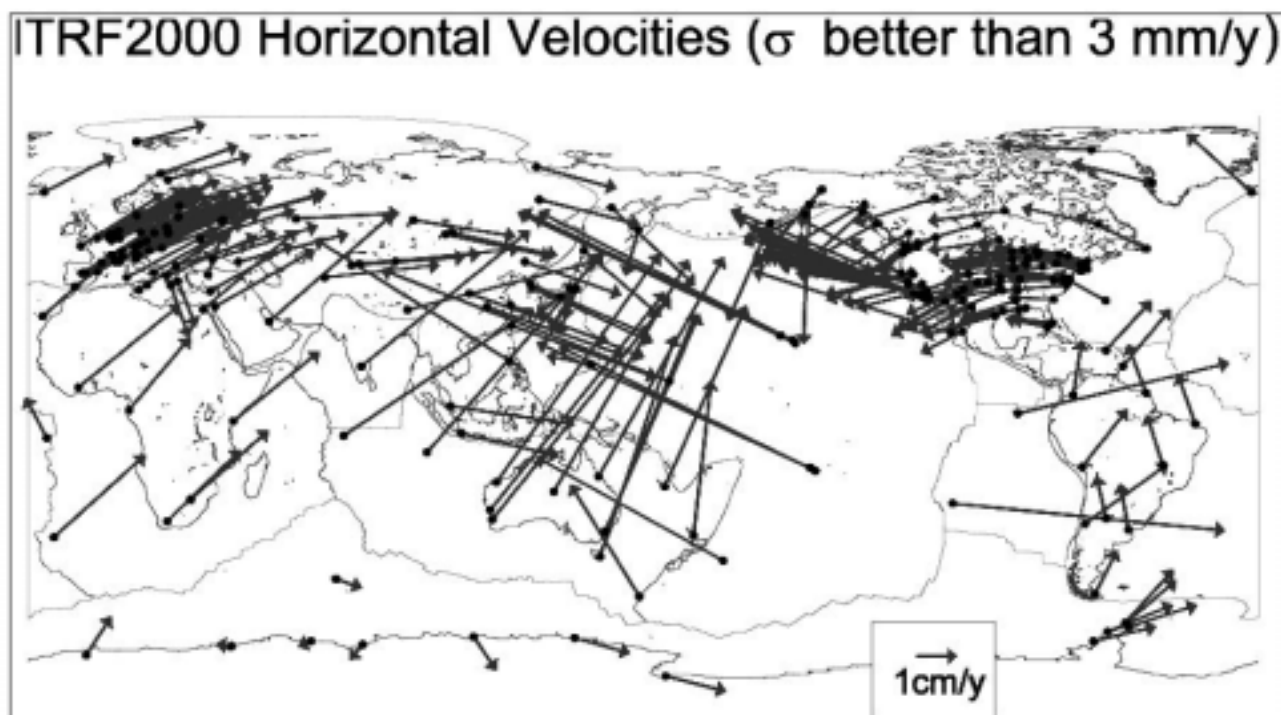


Fig. 5 – Le champ de vitesses horizontales du référentiel international ITRF2000

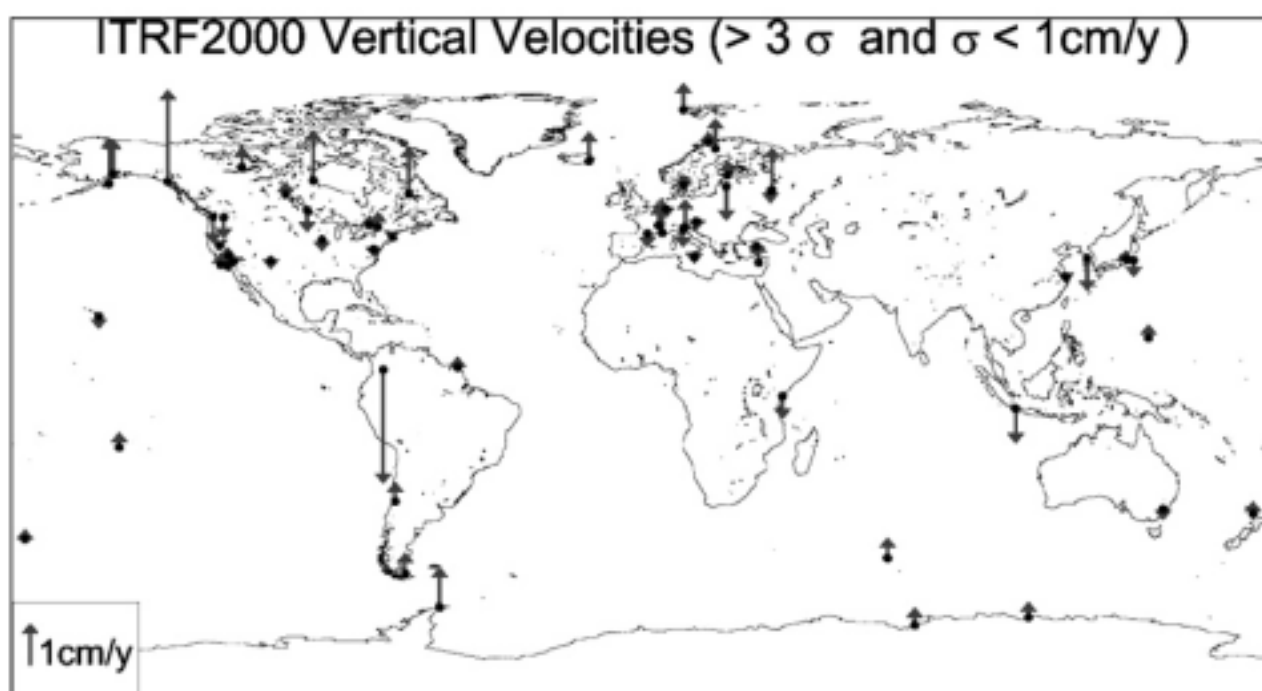


Fig. 6 – Le champ de vitesses verticales du référentiel international ITRF2000

3. LES OBSERVATIONS GÉODYNAMIQUES ET LEUR ANALYSE

On entend par observations géodynamiques un ensemble de mesures dont l'analyse concourt à l'un ou l'autre des objectifs rappelés ci-dessus. L'analyse de premier niveau de ces mesures, en général très élaborée et coûteuse en moyens de calcul, est un élément fondamental du processus. On rappelle ci-après les caractéristiques principales du fonctionnement, telles que l'organisation des mesures et de leur analyse, les principaux résultats, les contributions nationales et internationales, les délais, etc.

3.1. GÉODÉSIE SPATIALE

La communauté française participe largement aux activités de recherche et d'exploitation des données des missions de géodésie spatiale, et au développement d'instruments, en obtenant des résultats reconnus et utilisés pour des interprétations en Sciences de la Terre, en apportant une technologie, mais aussi par une présence forte dans plusieurs campagnes et services internationaux. En effet, les réseaux sur lesquels s'appuient les différentes techniques spatiales ont un caractère global et mondial; ils sont gérés par des services internationaux. Les techniques se développant de manière indépendante, une coordination est nécessaire; sur le plan géodésique, il faut pouvoir comparer et, finalement, relier entre eux les repères propres à chacune des techniques. C'est le rôle de l'IERS (International Earth Rotation Service, <http://www.iers.org>), en tant que coordinateur, de fournir un système de référence unique. Les co-localisations d'instruments spatiaux, pas toujours aisées à réaliser sur le terrain, doivent être aussi nombreuses que possible.

La communauté française apporte ses compétences à la coopération européenne et internationale au sein de plusieurs organisations et services : le CSTG (Coordination of Space Techniques for Geodesy), l'IERS, l'IGS (International GPS Service, <http://igs.cb.jpl.nasa.gov>), l'IVS (International VLBI Service for geodesy and astrometry, <http://ivscc.gsfc.nasa.gov>), l'ILRS (International Laser Ranging Service, <http://ilrs.gsfc.nasa.gov>). Elle a notamment mis en place des sites nouveaux d'étalonnage des altimètres radar et de surveillance géodésique, respectivement en Corse, à Brest et à Tahiti. Enfin, last but not least, elle a installé et fait fonctionner le réseau orbitographique DORIS.

Les techniques spatiales utilisées par la géodésie sont décrites ci-dessous.

3.1.1. DORIS

Le système DORIS (voir <http://ids.cls.fr>) est un système français, développé par le CNES en collaboration avec l'IGN et le GRGS pour la détermination précise de l'orbite de satellites bas, et en vue de nombreuses applications en orbitographie, en géodésie et en géophysique. Le premier satellite comportant un récepteur DORIS a été le satellite SPOT-2 lancé en 1990, qui est toujours opérationnel (bien au delà de sa durée de vie nominale). A ce jour, six satellites ont embarqué des récepteurs DORIS : TOPEX/Poséidon (T/P) en 1992, SPOT-3 (1993-1996),

SPOT-4 (1998), puis Jason-1 (2001), SPOT-5 et ENVISAT (2002). Le système DORIS est un système ascendant : un réseau permanent de balises émet depuis le sol des signaux omnidirectionnels qui sont captés et stockés à bord du satellite, puis déchargés vers le centre de données au moment de son survol.

Plusieurs groupes français, au CNES et à l'IGN, se sont intéressés aux performances du système DORIS pour la localisation précise des stations du réseau permanent d'orbitographie. Grâce aux mesures DORIS effectuées sur plusieurs satellites, il est possible d'obtenir des précisions de positionnement de l'ordre de 1 à 2 cm à partir de plusieurs jours d'observation. L'ajout récent à la constellation des trois satellites embarquant des récepteurs plus performants et la mise en exploitation de balises de troisième génération apportent un surcroît de précision. Sur plusieurs années, il a été possible de déterminer les vitesses de déplacement de ces stations, dues au phénomène de la tectonique des plaques. Plusieurs contributions majeures ont été publiées sur ce sujet par les équipes françaises. De plus, les calculs de position de stations du réseau peuvent être obtenus de manière rapide, sous forme de séries temporelles mensuelles ou hebdomadaires.

3.1.2. GPS ET GLONASS

Le système GPS est constitué d'une constellation de 24 satellites actifs placés à une altitude de 20 000 km, constellation maintenue par le département de la défense des Etats-Unis. Les satellites émettent des signaux codés, qui sont captés par des stations de mesure attachées aux objets matériels dont on veut connaître la position : satellite, véhicule terrestre et, dans le cas qui nous intéresse, stations fixes consacrées aux études de déformation de la croûte terrestre. L'analyse des observations géodynamiques s'effectue après collecte et stockage des données dans des centres de données mondiaux.

Le GPS présente un intérêt important pour l'IERS, qui utilise massivement ses résultats de localisation géodésique des stations pour la maintenance de l'ITRF et ses déterminations précises de la rotation terrestre. Le coût d'installation, de maintenance et d'exploitation du segment terrestre du GPS le rend très compétitif. De plus l'IGN, en charge de l'installation et de la maintenance des balises du réseau français a pris soin de répartir les stations de manière relativement homogène sur le territoire tout en essayant de favoriser les co-localisations avec d'autres systèmes existants de géodésie spatiale.

Le GPS a aussi des applications pour la détermination de certains paramètres de l'atmosphère terrestre. Le contenu électronique de l'ionosphère peut être cartographié grâce à l'existence du réseau permanent de l'IGS. Le système GPS est capable d'estimer, au niveau centimétrique, le retard troposphérique lié au pourcentage d'humidité de l'atmosphère au voisinage de la station, permettant ainsi des applications en météorologie ou en climatologie.

En plus des systèmes DORIS et GPS, de nombreux groupes français se sont intéressés à l'utilisation du système militaire russe de navigation GLONASS. Ce système est très proche dans ses principes du système GPS. Une vingtaine de satellites placés sur des orbites, à des altitudes

d'environ 20 000 km, émettent des signaux codés qui peuvent servir à localiser des mobiles au sol à une précision de quelques mètres. Il est aussi possible de l'utiliser, comme pour le système GPS, pour des applications précises liées à la géodésie et à la géophysique. Bien que le système GLONASS ne soit toujours pas opérationnel (tous les satellites ne sont pas encore lancés) et que sa pérennité ne soit pas totalement assurée, certains constructeurs proposent déjà des récepteurs mixtes GPS/GLONASS. L'intérêt d'utiliser conjointement les mesures de ces deux systèmes de navigation est multiple, tant pour les applications de navigation que pour les applications géodésiques de précision : amélioration en terme de disponibilité, de fiabilité et d'exactitude. Afin de disposer d'un jeu de données de test obtenu pour un réseau mondial d'observations, une campagne internationale GLONASS a été lancée en 1998, suite aux recommandations de l'Association Internationale de Géodésie à Rio en 1997. Les résultats de cette campagne montrent que des orbites précises ont pu être améliorées d'un facteur 10 par rapport aux orbites militaires radiodiffusées, laissant espérer de nombreuses applications géodésiques et géophysiques dans un avenir proche.

3.1.3. TÉLÉMÉTRIE PAR LASER

L'avantage de la télémétrie laser se situe dans la simplicité du concept de la mesure (temps de trajet d'une impulsion lumineuse) et dans son exactitude. Elle utilise des rétro-rélecteurs, d'un coût modeste, qui sont placés à bord de satellites ou qui, dans le cas de la Lune, ont été déposés par les missions Apollo et Luna entre 1969 et 1973. En revanche, la technique est tributaire de la météorologie et de la présence d'un personnel spécialisé pour la mettre en œuvre au sol. La situation est un peu opposée à celle des techniques radioélectriques citées plus haut, qui sont de type « tous temps », très faciles d'utilisation sur le terrain et dont le coût majeur se trouve dans la technologie embarquée à bord des satellites. La télémétrie laser utilise des cibles spatiales ayant une durée de vie quasi infinie.

La télémétrie laser a beaucoup progressé ces dernières années en France et dans le réseau mondial. Dans ce contexte, la communauté française a participé à un renforcement de la coopération européenne pour comparer les mesures et les résultats entre eux. Elle participe aussi à un service international qui vient d'être mis sur pied, l'ILRS, qui s'est inspiré de ce qui se fait avec succès pour le GPS. Ce service s'est fixé comme objectif de définir un certain nombre de programmes prioritaires, d'organiser des campagnes, et d'évaluer presque au jour le jour la qualité des résultats de mesures, et des produits qui en découlent. Les centres d'analyse effectuent ainsi des contrôles de qualité des mesures dans des délais beaucoup plus courts qu'auparavant. La tenue régulière de réunions techniques et la publication de comptes rendus et de recommandations renforcent l'efficacité de cet effort commun international.

3.1.4. VLBI

Le VLBI (interférométrie à très longue base en ondes radio) repose sur l'observation du signal électromagnétique émis par des objets astronomiques extragalactiques (quasars pour la plupart) par une paire d'antennes. Les signaux recueillis sont recombinaés ultérieurement dans un centre de calcul spécialisé (corrélateur). Le réseau international est constitué d'un ensemble d'antennes de diamètre entre 10 et 35 m pour la plupart, utilisées en interférométrie sur des bases de dimension continentale ou intercontinentale. Les sessions d'observation ont une durée de 24 heures. Une session comporte quelques milliers d'observations en bandes S et X, effectuées par cinq à dix stations (15 à 45 bases) sur quelques dizaines de radiosources extragalactiques. Chaque année, ce réseau collecte environ 150 000 observations sur 200 bases différentes.

Parmi les différentes techniques de la géodésie spatiale, le VLBI est la seule à être en mesure de déterminer l'orientation instantanée de la Terre dans l'espace inertiel. Il fournit aux techniques satellitaires les références que sont le Temps universel et les angles de précession-nutation. Il a une capacité inégalée de haute résolution temporelle sans perte d'exactitude. Les résultats principaux des analyses sont des séries de paramètres de la rotation de la Terre initialisées en 1980, et des référentiels terrestres et célestes, sous forme de résultats globaux (positions et vitesses de stations, coordonnées de radiosources extragalactiques), ou sous forme de séries temporelles de coordonnées des objets estimées pour chaque session.

3.1.5. MÉTROLOGIE DU TEMPS

Nous prendrons ici l'exemple du CERGA, un département de l'Observatoire de la Côte d'Azur qui abrite depuis 25 ans sur le site d'observation du Plateau de Calern un des trois centres astronomiques français participant à la métrologie du temps et des fréquences. Les deux autres sont le Laboratoire Primaire du Temps et des Fréquences à Paris et l'Observatoire de Besançon. Quatre activités du CERGA relèvent du thème métrologie du temps :

- Maintien d'une station horaire de qualité et participation au TAF/TAI avec comparaison d'horloges au moyen du GPS.
- Diffusion d'une échelle de temps uniforme et de fréquences étalonnées à l'ensemble des installations astronomiques du Plateau de Calern, avec des exigences de permanence et de stabilité pour la télémétrie laser.
- Transfert de temps aller-retour par voie radioélectrique au moyen des satellites de télécommunications (technique dite Two Ways)
- Transfert de temps par lien laser (T2L2) dans le cadre du projet ACES (Atomic Clock Ensemble in Space) qui devrait être embarqué sur la station spatiale internationale en 2005.

Le premier secteur relève d'un aspect de service au niveau français et requiert une très grande continuité dans la comparaison des horloges, la réception et l'émission des signaux de comparaisons. Le deuxième aspect est propre à l'organisation interne de l'Observatoire, mais il convient de noter que les expériences de télémétrie laser, en parti-

culier sur la Lune, nécessitent une stabilité de l'échelle de temps sur quelques secondes de l'ordre de 10^{-12} , et ceci en permanence.

La technique Two-Ways n'est pas nouvelle : émission et réception de signaux dans la bande K simultanément à partir d'une paire de stations qui utilisent la voie montante et descendante. L'intérêt de cette méthode, si elle peut atteindre un stade opérationnel fiable, sera de fournir au BIPM des comparaisons d'horloges participant au TAI de façon indépendante des comparaisons par GPS.

L'expérience T2L2 est basée sur la propagation d'impulsions lumineuses très brèves entre des horloges au sol et une horloge placée en orbite autour de la Terre. Une station de télémétrie laser tire en direction du satellite en enregistrant l'instant de départ dans l'échelle du laboratoire. L'équipement T2L2 placé à bord du satellite détecte et réfléchit l'impulsion lumineuse, et enregistre la date d'arrivée dans l'échelle de l'horloge embarquée. Le signal lumineux de retour est de nouveau daté au sol. Muni de ces trois dates et de modèles de propagation on peut en déduire le décalage entre l'horloge sol et l'horloge bord. Une observation continue permet de comparer la marche des deux oscillateurs et d'étudier la stabilité et l'exactitude des horloges. Des observations coordonnées entre deux sites permettent de comparer deux horloges distantes de plusieurs milliers de kilomètres. Cette technique optique doit permettre des transferts de temps avec une exactitude de 60 ps et une stabilité de 10^{-16} sur 24 heures.

3.1.6. LES ANALYSES DE DONNÉES DE GÉODÉSIE SPATIALE

Un nombre important de centres d'analyse des différentes techniques de la géodésie spatiale contribuent aux services internationaux chargés de la maintenance des repères de référence ainsi que de la surveillance de la rotation de la Terre et de ses déformations, ou aux entreprises internationales de calcul du champ de pesanteur et d'océanographie spatiale. Certains laboratoires développent et utilisent des logiciels originaux, tels que les suivants :

- GINS (DORIS, télémétrie laser, GPS) :
Toulouse, Grasse, Paris, Strasbourg
- CALTIM (DORIS et télémétrie laser) :
Grasse
- CANEL/CODIOR (Orbites longues périodes) :
Grasse
- GLORIA (VLBI) :
Paris
- CAROLL (Télémétrie laser Lune) :
Paris

D'autres utilisent des logiciels développés par ailleurs (en Suisse ou aux Etats-Unis) pour traiter des données d'observation, surtout GPS :

- BERNESE (GPS) :
IGN, LGCA Chambéry, LGTS Montpellier
- GAMIT (GPS) :
Géosciences Azur, ENS Paris, IGN,
LGIT Grenoble, OMP Toulouse
- GIPSY :
Géosciences Azur (GPS), IGN (DORIS)

La variété des logiciels utilisés et la variété des statuts d'utilisation (développement, test, exploitation) sont propices à la diversité des approches d'analyse et favorisent les contacts internationaux. C'est une richesse à exploiter dans le cadre de la coordination des activités nationales. Les conséquences, à moyen et long terme, de ces travaux sont et seront importantes dans le rôle et le poids des équipes, des instruments et des sites français au niveau international.

Plusieurs exemples peuvent être signalés :

- L'amélioration de la précision de l'instrument laser Lune au niveau millimétrique et la production importante de données de télémétrie, ces dernières années, ont permis et suscité de nombreux travaux scientifiques sur le mouvement de la Lune, la physique fondamentale et l'astrométrie.
- L'étalonnage absolu de l'altimètre radar Jason-1 en 2002 est basée sur la station laser ultra mobile française (unique au monde), dont les performances en précision et en stabilité du biais sont au meilleur niveau international.
- Le transfert de temps par lien laser - expérience T2L2 -, dont les performances prévues pour le transfert entre deux horloges au sol sont de l'ordre de 30 picosecondes (ps) pour la précision, 60 ps pour l'exactitude, et 1 ps sur 300 sec pour la stabilité.
- La démonstration de la disponibilité (fiabilité et certainement aussi pérennité) du réseau DORIS devrait à l'avenir être porteuse de projets scientifiques reliés à la géophysique et à l'océanographie, ainsi que d'interactions nouvelles avec l'industrie du spatial.

Par ailleurs, le rôle des équipes françaises dans les travaux internationaux sur l'usage global des techniques de géodésie spatiale et les systèmes de référence est loin d'être négligeable.

Les diverses participations sont rappelées ci-dessous.

- Centre de produit ICRF de l'IERS (Observatoire de Paris, <http://hpiers.obspm.fr/icrs-pc>) ;
- Centre de produit ITRF de l'IERS (IGN, <http://lareg.ensg.ign.fr/ITRF>) ;
- Centre de produit Rotation terrestre de l'IERS (Observatoire de Paris, <http://hpiers.obspm.fr/eop-pc>) ;
- Centres d'analyse de l'IERS (CNES, Observatoire de Paris, IGN), de l'IVS (Observatoire de Paris, Observatoire de Bordeaux) ;
de l'ILRS (Observatoire de Paris) ;
- Coresponsable du programme GRIM de détermination du champ de potentiel terrestre (CNES).

3.2. GRAVIMÉTRIE

L'étude des variations spatiales du champ de pesanteur permet de caractériser la structure interne du globe à différentes échelles, d'étudier le comportement mécanique de la lithosphère, de caractériser la mise en place des structures océaniques et autres phénomènes planétaires. Leur connaissance est également fondamentale pour la détermination des géoïdes locaux précis.

Les études des variations temporelles de la pesanteur relèvent des marées terrestres et de la caractérisation des mouvements de masse et/ou des changements de densité dans

le sous-sol. Par exemple, en volcanologie, la gravimétrie peut être utilisée pour détecter des variations temporelles du champ de pesanteur et permet donc, associée à la géodésie, de quantifier les mouvements de masse et les changements de densité dans les structures. L'étude des variations temporelles de la pesanteur contribue également à la quantification des mouvements verticaux.

Depuis quelques années, la gravimétrie est entrée dans une nouvelle phase d'évolution. Le champ de pesanteur terrestre et ses variations à différentes échelles spatiales seront beaucoup mieux connus dans les années à venir grâce aux progrès spectaculaires des capteurs terrestres, marins (voire de fond de mer), aéroportés et spatiaux. Plusieurs constructeurs, comme GWR (gravimètres relatifs cryogéniques), MicroG Solutions (gravimètres absolus) ou Scintrex (microgravimètre relatif "automatique", utilisable également en fond de mer), développent depuis quelques années de nouveaux instruments permettant de mesurer les variations de la pesanteur avec des résolutions et des précisions croissantes. Les levés aériens se sont généralisés. On s'intéresse à la mesure des éléments du tenseur de gradiométrie du champ de pesanteur au moyen d'accéléromètres (Bell Aerospace : gradiomètre embarquable et aéroporté). À une autre échelle, à la suite des programmes d'altimétrie satellitaire (SEASAT, GEOSAT, TOPEX-Poséidon, ERS), la cartographie globale du champ de pesanteur et de ses variations dans le temps sera réalisée dans le courant de la prochaine décennie, grâce à des missions spatiales en cours (CHAMP) ou décidées (GRACE, GOCE). Parallèlement, les méthodes de géodésie spatiale permettent d'obtenir des modèles numériques de terrain de qualité et un positionnement rapide précis. Ces progrès ont ouvert la voie de la gravimétrie temporelle à haute résolution, développée par exemple pour la volcanologie et la surveillance des zones tectoniquement actives ou l'hydrologie. Les variations temporelles de la pesanteur sont également un élément fondamental pour la compréhension de la dynamique interne du globe, via les analyses des marées, et pour la caractérisation des mouvements verticaux de la croûte terrestre. Enfin, rappelons que l'interprétation de la gravimétrie précise à haute résolution nécessite la prise en compte de paramètres annexes, par exemple le signal "environnemental" qui peut, lui, dépendre d'une échelle globale.

Parallèlement au progrès rapide de la mesure gravimétrique, les méthodes de traitement et d'analyse sont naturellement en plein bouleversement. Cela concerne par exemple l'analyse combinée de données issues de différents capteurs ayant des résolutions et des précisions très différentes, l'inversion des anomalies, le traitement des séries temporelles.

Plusieurs équipes françaises sont particulièrement actives sur ces différents domaines. Elles sont au CNES, à l'IGN, à l'IRD, à l'IPGP, à l'EOST, dans les Universités de Montpellier, de la Rochelle, etc. Enfin, mentionnons que la communauté nationale apporte un soutien actif au Bureau Gravimétrique International basé à Toulouse (<http://bgi.cnes.fr>).

3.3. GÉODÉSIE TERRESTRE ET NIVELLEMENT

La géodésie terrestre a constitué pendant très longtemps l'unique support métrologique des études de déformations. Aujourd'hui encore, pour les déformations à très courte longueur d'onde spatiale, la géodésie terrestre joue un rôle prépondérant. Les techniques concernées sont le nivellement de précision et les techniques de topométrie, qui permettent de détecter des variations locales (sur quelques dizaines à quelques centaines de mètres) avec une résolution de bien meilleure qualité que les techniques de géodésie spatiale. Par exemple, les niveaux automatiques permettent d'atteindre des seuils de précision de 0.1 mm, là où le GPS ne permet d'atteindre que 5 mm au mieux sur des lignes de base de quelques dizaines de mètres. Ces techniques sont aujourd'hui peu utilisées dans des expériences scientifiques et sont plutôt réservées aux études de génie civil. Pourtant, l'analyse des déformations à moyenne longueur d'onde serait avantageusement complétée par l'observation simultanée des courtes longueurs d'onde spatiales, de façon à contrôler la stabilité locale d'un site d'observation. Il est probable que dans l'avenir, une approche conjointe des techniques prévaudra. En ce qui concerne les observatoires géodésiques, la surveillance systématique et continue de la stabilité métrologique du site est essentielle pour garantir une qualité d'observation ultime.

Dans les gammes de longueurs d'onde intéressant la géophysique (100 m à 100 km), si le nivellement apporte une information nettement plus précise que les techniques de géodésie spatiale, sa mise en œuvre est relativement lourde. En effet, pour effectuer un nivellement de qualité scientifique, il est nécessaire de compléter la mesure de dénivelée par la mesure de la gravité.

Pour la réalisation des systèmes d'altitudes, le nivellement demeure l'outil privilégié. Il souffre toutefois de la présence de systématismes dans les très grandes longueurs d'ondes (à l'échelle d'un pays) qui limitent son utilisation. L'analyse de ces systématismes pourrait à terme redonner au nivellement ses lettres de noblesse scientifiques.

3.4. GÉODÉSIE DE FOND DE MER

La Terre est couverte aux deux tiers par des océans qui masquent le fond de la mer vis à vis des ondes électromagnétiques utilisées classiquement à terre pour la géodésie. La mesure des déformations actives en milieu sous-marin est un enjeu crucial pour répondre à nombre de questions géodynamiques. Or, de nombreuses zones tectoniquement actives sont situées en milieu sous-marin. Il est donc nécessaire de développer une géodésie de fond de mer. La mesure géodésique de fond de mer associe plusieurs technologies : capteurs de pression couplés à des sondes thermiques et à des gravimètres pour la déformation verticale, mesures acoustiques associées au positionnement par GPS de la bouée de surface pour la déformation horizontale.

Nous présentons ici quelques exemples à des échelles différentes pour illustrer les objectifs poursuivis.

A l'échelle locale, mentionnons les volcans et les failles actives. De plus en plus, on s'aperçoit que les glissements de flancs de volcans sont des phénomènes courants dans la construction volcanique. Ces phénomènes peuvent être catastrophiques, soit en association avec de fortes éruptions (exemple du Mont Saint Helen), soit par les tsunamis qu'ils peuvent générer. Par ailleurs, il existe de nombreuses questions ouvertes concernant les déformations associées aux failles actives en mer (par exemple en Grèce ou en mer de Marmara).

A l'échelle de la plaque tectonique, plusieurs questions scientifiques nécessitent la mesure des déformations en mer : limites de plaques en extension ou en subduction, déformation intra-plaque, ou même mouvement global de la plaque, lorsque celle-ci est totalement immergée. A l'échelle de la planète, l'information sur les mouvements à long terme des fonds sous-marins, associée éventuellement à la mesure des variations du champ de pesanteur en fond de mer, sera un paramètre important dans l'interprétation des futures données satellitaires (variations temporelles du géoïde, etc).

Un objectif à long terme est l'implantation de réseaux géodésiques permanents en fond de mer qui pourront être réoccupés au cours des décennies futures, tout comme à terre le suivi de réseaux géodésiques établis parfois depuis plus d'un siècle apporte des contraintes sur les mouvements à long terme. Cet aspect du projet se situe dans une logique d'observatoire.

Une équipe pluri-laboratoires se met en place pour développer la géodésie de fond de mer en France (<http://www.ipgp.jussieu.fr/inst/org/gravi/geofm/>). Le CNRS a manifesté son intérêt pour cette thématique en recrutant récemment une chargée de recherche.

3.5. ALTIMÉTRIE SATELLITAIRE

Un domaine de recherche important pour l'avenir vise à la compréhension des relations Océans-Atmosphère, grâce à la mesure globale de la redistribution permanente de masses océaniques. La seule source d'observation globale précise est l'altimétrie satellitaire, mise en œuvre sur des durées de l'ordre de 20 ans et accompagnée par le suivi du référentiel terrestre par les systèmes spatiaux comme la télémétrie laser, DORIS et GPS.

Le projet Jason-1 (lancé en décembre 2001, <http://www.jason.oceanobs.com>), premier satellite de la filière océanographique Jason prévue par le CNES et la NASA, est la continuation d'un processus de surveillance de l'état des mers, engagé en collaboration par les Etats Unis et la France il y a plus de dix ans avec TOPEX/Poséidon, et poursuivi avec succès par la Mission Etendue TOPEX/Poséidon (TPEM). La mission étendue prolongera d'au moins six ans les séries chronologiques de données altimétriques exceptionnellement précises fournies par la mission T/P.

Jason-1 fournit des données de haute précision sur la topographie de la surface des mers, utilisées pour déterminer la circulation globale des océans et son influence sur le climat de la Terre. D'autres objectifs consistent à mesurer et interpréter les changements du niveau de la

mer à l'échelle globale et régionale, à enrichir les connaissances sur les marées océaniques à longue période et à observer la hauteur des vagues et la vitesse du vent pour les besoins de la météorologie marine. Les données Jason-1 seront aussi utilisées pour la géodésie, les recherches sur l'environnement côtier et les mers peu profondes, la circulation des mers fermées ou les mesures topographiques des eaux intérieures et des terres. La mission comporte la fourniture de données et de produits en temps quasi réel pour des activités opérationnelles, en météorologie marine et en océanographie, pour mieux prédire les états de mer, la circulation océanique et le climat.

L'étalonnage du radar altimètre embarqué a une importance critique dans toute mission spatiale altimétrique. Sa dérive éventuelle dans le temps, due à un vieillissement de l'électronique, ainsi que la dérive des instruments connexes (comme le radiomètre à vapeur d'eau) sont très préoccupantes pour l'étude de la variation séculaire du niveau des mers. Or, l'expérience de la mission TOPEX/Poséidon montre qu'il est absolument nécessaire de suivre cet étalonnage à un niveau de 1 mm/an sur plusieurs années. La mise en place et le maintien de sites d'étalonnage, comme celui de Corse, expériences géodésiques de niveau centimétrique en absolu, est un élément fondamental dans l'exploitation des missions d'océanographie.

3.6. MARÉGRAPHIE ET GÉODÉSIE

L'observation du niveau de la mer par la marégraphie connaît un regain d'intérêt remarquable depuis une quinzaine d'années. Pour s'en convaincre, et en dehors des arguments très médiatiques du type «écologique», il suffit de regarder le développement des réseaux scientifiques de marégraphie dans le monde comme le réseau mondial GLOSS, le réseau européen EOSS, le français ROSAME (resp. <http://www.pol.ac.uk/psms/programmes/gloss.info.html>, <http://www.pol.ac.uk/psms/eoss/eoss.html>, <http://www.omp.obs-mip.fr/omp/legos/francais/obs/rosame>), ou encore, de considérer les réseaux nationaux. Il convient de remarquer cependant que les nouveaux besoins requièrent une observation géodésique complémentaire pour contrôler la stabilité de la référence des hauteurs d'eau dans un référentiel terrestre mondial. C'est l'objet d'un thème scientifique national dans lequel le GDR AGRET prend une part active. Voir le site du SHOM pour ces activités :

(http://www.shom.fr/fr_page/fr_act_oceano/maree/maree14.htm). Dans le même temps le développement de l'altimétrie satellitaire avec les missions TOPEX/Poséidon, ERS-1 et ERS-2 a permis d'accéder à la mesure absolue des variations temporelles du niveau moyen de la mer, avec de plus l'avantage par rapport aux marégraphes de couvrir l'ensemble des océans. Cependant cette technique peut, elle aussi, souffrir de certaines limitations, en grande partie associées aux dérives instrumentales qui doivent donc impérativement être estimées lorsque le satellite est opérationnel. Pour cela il a été démontré dans des études récentes qu'une conjonction de l'ensemble des techniques (marégraphes, altimétrie satellitaire et positionne-

ment spatial GPS/DORIS) est devenue indispensable. Dans le cadre des missions récentes Jason-1 et ENVISAT cette problématique est plus que jamais d'actualité. La communauté scientifique impliquée dans ces études recommande donc fortement l'équipement du maximum de sites marégraphiques du réseau GLOSS par un, voire plusieurs systèmes de positionnement spatial. Jusqu'à présent le système GPS est apparu pour beaucoup comme la solution idéale. Cependant comme dans tous les problèmes de métrologie fine (ici on cherche à mesurer des mouvements verticaux de l'ordre du mm/an) l'expérience a souvent montré qu'il peut être trompeur de s'appuyer sur un seul système de mesure, surtout lorsque d'autres peuvent fournir la même précision de mesure. Grâce à l'installation de stations GPS et/ou DORIS au voisinage de plusieurs dizaines de marégraphes dans le monde, on disposera d'une réelle robustesse des moyens de surveillance du niveau de la mer. L'objectif final est de déterminer la variation du niveau moyen de la mer avec une exactitude meilleure que le mm/an.

4. L'OBSERVATION GÉODYNAMIQUE EN FRANCE

Les études de déformation s'appuient sur des services internationaux qui produisent des quantités géodésiques, données de base pour la recherche. Ces services reposent sur des réseaux mondiaux permanents d'observation et des centres d'analyse de données d'un certain nombre de pays. La France participe aux réseaux d'observation et à l'analyse de données d'un certain nombre de ces services internationaux.

L'observation géodynamique prend aussi la forme de réseaux régionaux permanents pour la mesure des déplacements, ou de réseaux de répétition (mesure des positions à intervalle de temps régulier), principalement par la technique GPS. L'emprise de ces réseaux va de quelques kilomètres au millier de kilomètres. Une troisième forme de collecte de données d'observation se fait au moyen de campagnes, par exemple dans le cas de la gravimétrie et de l'étalonnage d'altimètres spatiaux. Dans le cas des campagnes comme dans celui des réseaux régionaux, les objectifs peuvent être soit le positionnement géodésique soit l'étude des déformations. La nature commune des mesures et de leur analyse permet souvent un échange de compétences et de données entre les groupes intéressés. On décrit ci-dessous un certain nombre de programmes soutenus dans divers contextes nationaux et internationaux par un certain nombre de nos établissements de tutelle, en mettant en avant les forces et les manques dans l'organisation et le fonctionnement. Du point de vue de l'organisation, elles peuvent se présenter sous plusieurs formes, chacune étant adaptée aux objectifs de recherche : observatoires multi-techniques, réseaux permanents globaux ou régionaux, campagnes d'observation.

4.1. OBSERVATOIRES GÉODYNAMIQUES MULTI-TECHNIQUES

Ces observatoires ont une histoire et des statuts assez différents. Du point de vue de leur activité, ils partagent tout

ou partie des caractéristiques énumérées ci-dessous.

Au plan opérationnel :

- l'appartenance à des réseaux internationaux permanents,
- la présence de stations d'observation permanentes de plusieurs techniques de géodésie spatiale (VLBI, GPS, SLR, DORIS),
- un programme de mesures gravimétriques régulières,
- le rattachement de marégraphes(s) voisins appartenant au réseau international GLOSS.

Au plan administratif :

- une infrastructure technique et administrative pérenne,
- du personnel technique (permanent ou renouvelable) affecté à la maintenance des stations et aux observations,
- (souvent) des cotutelles administratives et scientifiques multiples, dont les actions vis-à-vis de l'observatoire nécessitent une bonne coordination.

On décrit ci-après un certain nombre d'observatoires géodynamiques actuellement soutenus par les établissements de recherche français.

4.1.1. GRASSE-CALERN

(<http://wwwrc.obs-azur.fr/cerga/default.html>)

En France, la télémétrie laser s'est développée dès le début des années 60. La mise en place en 1974 d'une station de poursuite de satellites munie d'un télescope de 1 m de diamètre à l'Observatoire de Calern, l'instrument ayant une très bonne réceptivité, a permis de contribuer très largement à la Géodynamique par des tirs sur les satellites géodésiques laser LAGEOS (1976) et Starlette (1975) et, plus récemment, sur le satellite océanographique TOPEX/Poséidon (1992), puis sur le satellite accélérométrique CHAMP. Les travaux liés aux développements et évolutions de cet instrument ont cristallisé très tôt un pôle de savoir-faire important dans un domaine de pointe. L'effort consenti par le CNES, l'INSU, le GRGS, l'IGN et l'Observatoire a été important pendant de nombreuses années. Ainsi, les différentes évolutions technologiques en phase avec les besoins de la communauté de géodésie spatiale, sur une période de 25 à 30 ans, ont permis d'améliorer la précision instrumentale interne de pratiquement trois ordres de grandeur (de 1 m à 1-2 mm) et d'augmenter considérablement la production de données. En outre, sur ce site, les autres techniques spatiales ont été implantées soit à titre permanent (le laser Lune, un récepteur GPS permanent à partir de 1995), soit à titre temporaire (une campagne VLBI en 1989, une balise DORIS lors de deux campagnes en 1992 et 1996, et le gravimètre absolu FG5 entre 1998 et 2001, lors de 6 campagnes).

Le site fait partie du réseau géodésique international de référence, à travers la présence de plusieurs instruments (techniques spatiales et géodynamique) de grande qualité dont les données parviennent régulièrement aux centres d'analyse mondiaux (ILRS, IGS). Ce site géodynamique prend une part de plus en plus grande à l'activité internationale dans le secteur du spatial, dont le dernier exemple est la participation à la campagne IGEX-98 d'observation de la constellation GLONASS (satellites russes de navigation et de positionnement).

Le site est en conséquence surveillé par des techniques géodésiques et gravimétriques, dont l'objet est de décorréler les signaux liés aux déplacements/déformations locaux des signaux à caractères globaux (mouvement du géocentre, effets de charge, ...). Par exemple, l'analyse d'une série de visites du gravimètre absolu portable français FG5 à Calern a permis de mettre en évidence une diminution de g en été, de l'ordre de $6 \mu\text{Gals}$ ($1 \mu\text{Gal} = 10^{-8} \text{ m.s}^{-2}$), et un bruit de l'ordre de $2 \mu\text{Gals}$. Le calcul de l'évolution éventuelle du positionnement vertical déterminé conjointement par la télémétrie laser et le système GPS (récepteur permanent depuis 1995) est en cours.

Le site de Grasse-Calern, en altitude et pourtant proche de la Méditerranée, offre une excellente opportunité pour contribuer fortement aux études océanographiques en Méditerranée. La co-localisation avec les autres techniques de géodésie (laser-Lune, GPS, DORIS, VLBI, Gravimètre absolu) fait ainsi du plateau de Calern un point géodésique exceptionnel pour tous les travaux internationaux de la géodésie de demain : avec des applications géodynamiques et océanographiques et des développements relatifs à la métrologie et au transfert du temps. Pour toutes ces raisons et compte tenu du vieillissement du système laser de Grasse (unique en France mais âgé de 25 ans), la région PACA ainsi que le CNES ont proposé l'amélioration de la station laser fixe du CERGA, au niveau des infrastructures, du laser, du télescope et de l'informatique pour les trois prochaines années, de 2001 à 2004.

4.1.2. L'OBSERVATOIRE GÉODÉSIQUE DE TAHITI (<http://www.upf.fr/laser.html>)

Situé sur le campus de l'Université de la Polynésie française à Punaauia, Tahiti, l'observatoire géodésique existe depuis 1998. Une certaine pauvreté des points de référence géodésiques dans l'hémisphère sud comparative-ment à l'hémisphère nord, une position idéale au milieu du Pacifique sud, ont fait naturellement de la Polynésie française un candidat de choix pour devenir un point de référence géodésique fondamentale. Les travaux de construction ont été financés dans le cadre du Contrat de Développement 1995-1998 signé entre l'Etat et le Territoire de Polynésie française. L'observatoire est organisé autour de la station de poursuite par laser MOBLAS 8 qui en constitue le principal instrument et mobilise l'essentiel des moyens humains et financiers. L'Université de la Polynésie française (UPF) est maître d'œuvre du projet en collaboration avec la NASA et le CNES. Un Memorandum of Agreement fixe le cadre général de la coopération autour de la station Laser pour les années 1997-2007. Les instruments des autres organismes sont hébergés dans le cadre de conventions particulières.

Instruments installés

- 1995 : DORIS (CNES-IGN) ;
- 1996 : PRARE (CSR-University of Texas at Austin) ;
- 1997 : GPS (CNES) - IGS ;
- 1997 : station laser MOBLAS8 (NASA) - ILRS ;
- 2000 : GPS (NIMA = US National Imagery and Mapping Agency) ;
- 1998 : ARGOS (CLS Argos) ;

- 1999 : photomètre solaire CIMEL (NASA) (instrument non géodésique mais illustrant bien la politique d'accueil d'expériences pratiquée par l'observatoire).

Perspectives

- 2001 : Amélioration du fonctionnement en routine de MOBLAS8 ;
- Installation d'un GPS CNES sur le marégraphe dans le port de Papeete ;
- Réitération des rattachements (IGN-NASA).

Au delà

- gravimètre enregistreur ;
- rattachement par un gravimètre absolu ;
- remplacement de MOBLAS8 par SLR2000 programmée pour 2004 ;
- projet d'installation d'une antenne VLBI.

4.1.3. AJACCIO, SITE D'ÉTALONNAGE DES ALTIMÈTRES SPATIAUX

L'étalonnage absolu d'un radar altimétrique a été utilisé dans le passé pour ERS-1 à Venise (1991, Italie), Poséidon à Lampedusa (1993, Italie), et TOPEX à Harvest (1993 à 2001, Californie). Ces expériences "classiques" se sont révélées très lourdes à mettre en œuvre, compte tenu de l'éloignement des sites et de la complexité due à la concentration de plusieurs techniques : spatiale, géodésique et marégraphe. Aujourd'hui, seul le maintien de l'expérience d'Harvest sur une grande période de temps a permis d'aboutir à un suivi régulier et permanent de l'étalonnage absolu, c'est-à-dire de la mesure du niveau moyen de la mer par deux techniques dans le même système de référence : l'altimétrie radar et l'orbitographie d'une part, la géodésie et marégraphe d'autre part. Les incertitudes fournies à court et long termes par plus de 200 cycles de données acquises sur ce site sont de l'ordre de quelques centimètres et de quelques mm/an respectivement.

Compte tenu des différents critères, de précision et de coût, il n'a pas été possible de choisir un site off-shore en Méditerranée, du type d'une petite île ou d'une plateforme, très proche d'une trace ou d'un ensemble de traces de satellites altimétriques. On a choisi un double site en Corse : à Aspretto (proche d'Ajaccio) pour l'installation d'instruments de géodésie permanents, dont la station laser ultra mobile à titre semi-permanent, ainsi qu'au Cap de Sénétosa (Propriano, à 40 km au sud d'Ajaccio) pour l'installation de marégraphes et de points géodésiques de référence.

Le premier site est situé sur une base navale et a été équipé en 1999 d'un récepteur GPS et d'un marégraphe côtier numérique permanents, respectivement par l'Institut Géographique National (IGN) et le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM). On a pu montrer, à l'aide de la station laser ultra mobile utilisée pendant quatre mois sur ce site, en 1996-97, qu'il convenait très bien à l'acquisition de mesures de poursuite laser quasi zénithales sur T/P et ERS, en complément de celles acquises par le réseau laser européen. Nous avons montré aussi que l'usage de ce type de mesu-

res pouvait conduire à la diminution de l'erreur d'orbite radiale au niveau de 1 cm, et même mieux localement, grâce à une méthode géométrique d'ajustement par arcs courts basée sur les données de télémétrie laser. La station ultra mobile a été re-installée sur ce site pour la phase de validation de Jason-1. Le second site, au Cap de Sénétosa, est survolé exactement par le passage ascendant de T/P numéro 85 ; il est équipé de trois marégraphes à capteur de pression (ANDERRAA) installés par le CNES et l'OCA/CERGA depuis fin 1996. Il a été équipé d'une station météorologique en 1999.

Le double site d'Ajaccio et du Cap de Sénétosa en Corse est extrêmement intéressant, puisqu'il couvre une zone géographique qui s'étend largement en Méditerranée occidentale. Or, à côté de l'intérêt économique de la surveillance de cette zone; du point de vue scientifique, la Méditerranée occidentale est devenue une zone d'étalement et d'expérimentation unique dans le monde, présentant un caractère de faible variabilité océanique en tant que mer quasi fermée. Les communautés scientifiques italienne et espagnole participent à ces expériences.

4.1.4. BREST

L'importance scientifique de l'observatoire du niveau de la mer de Brest n'est plus à démontrer. Ses données alimentent depuis bien longtemps les études qui portent sur l'évolution séculaire récente du niveau des mers. La plus importante de ses séries temporelles de mesures remonte à 1806. Elle démarre sous l'impulsion de l'illustre Pierre Simon de Laplace et ne connaît que très peu de lacunes, faisant d'elle la plus dense au monde et l'une des plus longues dans le temps. Elle serait la plus longue si l'on arrivait à retrouver sa liaison aux séries de mesures plus anciennes réalisées au début et à la fin du 18^e siècle...

La continuité et la qualité des observations du marégraphe de Brest sont la conséquence du soin et de l'intérêt apporté par le Service Hydrographique à cet observatoire. La station de Brest est un élément important du réseau mondial GLOSS. Elle est souvent citée comme modèle par les experts de la communauté internationale, notamment depuis que l'IGN a complété son instrumentation par un GPS permanent destiné à surveiller les mouvements verticaux qui affectent le marégraphe. L'observatoire est par ailleurs équipé d'une station météo performante fournie par Météo France. Il convient également de souligner que le SHOM a démarré en 1998 un programme de campagnes annuelles de mesures de gravimétrie absolue à Brest avec le soutien de la communauté nationale. Enfin, l'idée de réaliser des mesures avec le laser mobile est souvent évoquée avec espoir qu'elle se concrétisera prochainement.

4.1.5. MARSEILLE

La France contribue à la composante « surveillance à long terme du niveau des mers » du programme mondial par deux stations séculaires, Brest et Marseille. La station de Marseille se trouve sous la responsabilité de l'IGN. Construit en 1884 pour définir l'origine des altitudes en France, le marégraphe démarre ses observations en février 1885. Il n'a cessé d'observer le niveau de la mer depuis, avec quelques rares interruptions pour entretiens ou répara-

tions. Il s'agit d'un appareil mécanique à flotteur unique au monde, de très grande qualité métrologique, qui demande des compétences de plus en plus rares aujourd'hui pour assurer son entretien.

En 1998, l'IGN décide de mettre à niveau l'observatoire suivant les critères de qualité GLOSS et installe un GPS permanent et un marégraphe moderne à ultrasons en parallèle avec l'ancien marégraphe. Le nouveau marégraphe permet une acquisition numérique à distance des valeurs, ainsi qu'un échantillonnage temporel élevé. L'observatoire est une structure solide ancrée directement sur le socle rocheux. Cette situation est jugée idéale selon les experts GLOSS pour surveiller directement les mouvements verticaux du marégraphe et, par suite, de les corriger de l'enregistrement du niveau de la mer du marégraphe. Des observations de gravimétrie absolue sont prévues.

4.1.6. NOUMÉA

L'Observatoire Géodésique de Nouméa comprend actuellement une station GPS, une balise DORIS et une station PRARE. Ces instruments sont rattachés entre eux et au repère fondamental de l'observatoire marégraphique (lequel est en cours de renouvellement des instruments et de changement du site).

Le statut administratif et juridique de l'observatoire est flou. Il est établi sur un site prêté par FCR (filiale locale des Telecom). FCR ne souhaite pas qu'une convention soit établie pour ne pas s'engager sur une garantie de pérennité. La maintenance des instruments est assurée en partenariat par le Laboratoire de Géophysique de l'IRD à Nouméa et le Bureau de Géodésie et Nivellement de Nouvelle Calédonie. Le site présente de bonnes conditions de sécurité, d'alimentation électrique secourue et de stabilité géologique.

La station GPS est propriété de la Nouvelle Calédonie. La balise DORIS est propriété du CNES/IGN. La station PRARE est propriété du GFZ. La station GPS est intégrée au réseau IGS. Les stations DORIS et PRARE relèvent de leurs réseaux respectifs d'orbitographie. Les stations GPS et DORIS sont intégrées à l'ITRF. La Nouvelle Calédonie assure le fonctionnement de la station GPS. Le GFZ et le CNES/IGN ont financé l'installation de leur instruments. L'IRD assure le fonctionnement de la station PRARE et de la balise DORIS. Hormis le coût en personnel, ce fonctionnement représente un coût marginal.

Quatre autres stations GPS permanentes sont actuellement maintenues par l'IRD dans la région, deux en Nouvelle Calédonie et deux à Vanuatu. Des campagnes GPS de densification sont réalisées sur ces archipels environ une fois par an.

4.1.7. FUTUNA

L'Observatoire de Futuna comprend actuellement une station GPS, une balise DORIS et une station sismologique large bande. La station GPS et la balise DORIS sont rattachées l'une à l'autre. Un réseau local GPS est réobservé annuellement.

L'observatoire est installé sur la concession de la Météo, sur une terrasse corallienne. Il présente donc de bonnes

garanties de stabilité. Cependant, la zone est sismique et des mouvements inter/co-sismiques sont possibles quoique un événement sismique significatif (en termes de déplacements en surface à proximité du site) soit peu probable à l'échelle de quelques dizaines d'années. La situation de l'île en bordure de la "warm pool" rend la mise en place d'un marégraphe particulièrement intéressante en terme de suivi du niveau marin.

4.1.8. L'OBSERVATOIRE GRAVIMÉTRIQUE DE STRASBOURG

L'Observatoire gravimétrique de Strasbourg effectue des mesures de variations relatives de gravité depuis plus de 12 ans à l'aide d'un gravimètre supraconducteur construit par GWR Instruments, San Diego, Californie, USA et qui est, à l'heure actuelle, l'instrument le plus précis en gravimétrie relative, rendant possible, par intégration sur des séries de quelques années, l'observation de très faibles signaux de l'ordre de quelques nanoGals (1 nanoGal = 10^{-11} m s⁻² soit environ un pico-g = 10^{-12} g, où g est la pesanteur moyenne de la Terre en surface). Le remplacement de l'instrument initial (modèle T005) en 1996 par un gravimètre modèle compact C026 permet de poursuivre actuellement cette série temporelle, et ce dans d'excellentes conditions. L'observatoire est l'une des stations du projet GGP (Global Geodynamics Project) du réseau international de gravimètres à supraconductivité qui est opérationnel depuis juillet 1997 (voir paragraphe 4.2.6). Ces études des variations temporelles de gravité ont bénéficié également de l'arrivée à Strasbourg en 1997 du gravimètre absolu FG5 (Micro-g Solutions Inc.) dont l'observatoire assume la responsabilité sur le plan national. Les nombreuses séries de mesures en parallèle des deux instruments permettent de suivre de façon précise l'étalement du gravimètre cryogénique et de connaître la dérive instrumentale à long terme de ce dernier. L'installation d'un récepteur permanent GPS modèle Ashtech Z12 CGRS au site de l'Observatoire gravimétrique de Strasbourg a été effectuée en novembre 1999 et ce système de positionnement précis par satellites permettra de déterminer la contribution en déformation dans ces variations de gravité précédemment décrites. Notre station GPS fait partie du réseau RGP de l'IGN, de même que du réseau REGAL.

L'Observatoire gravimétrique de Strasbourg bénéficie d'une labélisation de l'INSU en tant qu'Observatoire Géophysique Global et jouit à ce titre d'un soutien financier permettant d'assurer le fonctionnement de cet Observatoire.

4.2. RÉSEAUX GLOBAUX ET RÉGIONAUX PERMANENTS

4.2.1. DORIS ET PARTICIPATION AUX RÉSEAUX IGS, ILRS ET IVS

On a vu que la création et l'entretien du réseau DORIS sont une entreprise commune du CNES et de l'IGN. Le CNES contribue au réseau de l'IGS par trois stations dans l'hémisphère sud (Tahiti, Afrique du Sud, Kerguelen). L'observatoire du plateau de Calern contribue au réseau de l'ILRS par ses stations laser satellite et laser Lune.

La participation des sites et stations français dans le réseau multi-techniques international est résumée de façon quantitative dans le tableau 1, tiré de l'analyse de l'ITRF2000. Cette analyse, effectuée au LAREG, reprend l'ensemble des jeux de coordonnées et vitesses de stations par VLBI (R), Laser Lune (M), GPS (P), Laser satellite (L), DORIS (D) (environ 800 stations dans environ 500 sites mondiaux, analysées par un total de 27 centres d'analyse de géodésie spatiale) déduits des programmes d'observation s'étalant sur 10 à 20 ans. Le tableau donne, pour chaque station, la technique d'observation, le nombre de solutions disponibles pour cette technique, et l'erreur type des solutions individuelles par technique, en planimétrie et en vertical. On rappelle en fin de table les valeurs des erreurs types caractéristiques de chaque technique.

La France n'a actuellement aucune participation au réseau d'observation de l'IVS. Du fait de sa situation géographique, l'observatoire géodésique de Tahiti, qui est déjà équipé de stations laser, GPS et DORIS, serait un candidat privilégié pour l'installation d'une station VLBI. Le "manque" dans le Pacifique sud peut fournir une excellente occasion à la France d'intervenir au plus haut niveau dans un domaine où ses équipes de recherche se sont taillé une place plus qu'honorable, dans l'attente d'un accès direct à l'organisation des programmes d'observation.

Pour des raisons liées à la structuration de sa recherche en astronomie, en astrophysique et en géodésie spatiale, la communauté française n'a pas réussi, malgré des tentatives répétées au long des trois dernières décennies, à obtenir la mise en place d'une antenne de VLBI astrogéodésique. La figure 7 montre la situation réelle des bases observées dans plus de 6 sessions par an en 1999, et les bases qui seraient ajoutées par une station hypothétique à Tahiti. D'un point de vue quantitatif, le sous-réseau de pôle Tahiti augmente considérablement la couverture dans l'hémisphère sud, aussi bien en nombre de bases qu'en variété de longueurs et d'orientations. D'un point de vue qualitatif, l'amélioration est aussi très importante. En effet, du fait de l'implantation actuelle des stations, la géométrie du réseau souffre d'un déficit en bases ayant une longue composante dans la direction nord-sud, défaut qu'une station dans le Pacifique sud corrigerait sensiblement. L'Europe est aujourd'hui adéquatement présente dans le maillage observationnel global. Le rôle des équipes françaises dans les travaux internationaux sur le VLBI et les systèmes de référence est loin d'être négligeable. Ces groupes ont l'expérience de l'analyse des données et des résultats du VLBI. Ils sont tout à fait en mesure d'être parmi les premiers à exploiter les bénéfices scientifiques d'observations VLBI à Tahiti.

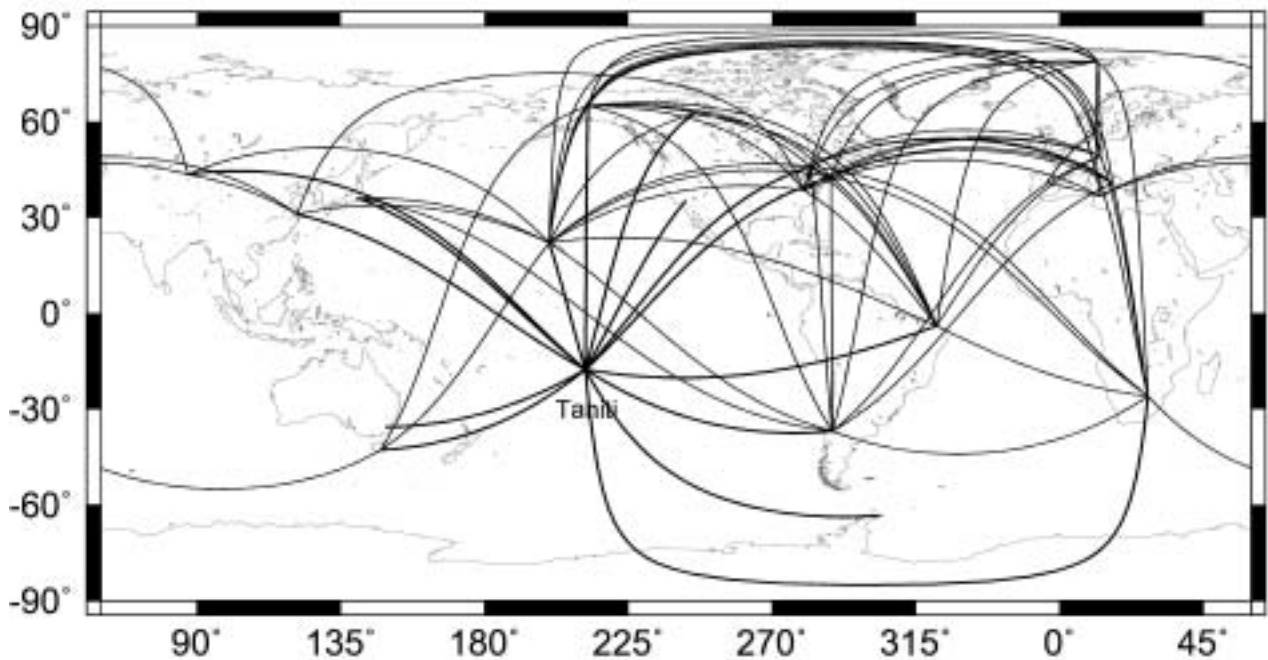


Fig. 7 –Le réseau international de VLBI astrogéodésique.

Les bases constituant le réseau opérationnel sont tracées en brun ; les bases ajoutées au réseau par une station VLBI à Tahiti sont tracées en bleu.

4.2.2. LE RÉSEAU GPS PERMANENT (RGP)

Le Réseau de stations GPS Permanentes

(RGP, <http://lareg.ensg.ign.fr/RGP>) est décrit en Annexe 1. Le RGP bénéficie des investissements d'un ensemble d'organismes et laboratoires. Il a été mis en place par l'IGN en 1998. Démarré sous la forme d'un projet pilote dans un cadre de recherche, ce réseau est aujourd'hui passé à un stade de production.

A ce jour, l'IGN gère huit stations GPS permanentes, archive et traite les données de 39 stations en France et en Europe. Les observations sont rapatriées à l'IGN, archivées sur CD-ROM et mises à la disposition des utilisateurs gratuitement sur un serveur ftp au format RINEX. L'ensemble du réseau est calculé par session de 24 heures. La position de chaque station est estimée à partir des observations de la semaine. Actuellement, trois ans et demi de traitement sont disponibles. Une solution spéciale est transmise au centre de combinaison européen EUREF, où la solution française est comparée aux autres solutions européennes. Le RGP est donc à la fois un centre de calcul EUREF et une densification nationale du réseau européen de stations permanentes.

Les stations permanentes sont utilisées comme stations d'appui pour les applications topographiques et géodésiques courantes. Ce réseau est aussi utilisé pour des besoins de navigation, en particulier pour le calcul et la

diffusion de corrections permettant un positionnement instantané avec une précision sub-métrique (DGPS). Des études sont en cours dans le but d'obtenir des précisions centimétriques en temps réel. Les usages scientifiques possibles du réseau concernent le suivi dynamique d'un référentiel terrestre (séries temporelles de positions), la mesure des déformations à plusieurs échelles de temps, la marégraphie, l'étude de l'atmosphère.

Les contraintes des utilisations scientifiques et appliquées sont différentes. Celles qui sont liées aux utilisations appliquées concernent la localisation des stations (proximité des agglomérations) et la transmission des données, tandis que celles qui sont liées aux utilisations scientifiques concernent essentiellement la qualité et la continuité des observations. Il est souhaitable qu'une structure de concertation existe, où les orientations de développement du RGP soient discutées avec l'ensemble des utilisateurs de ce réseau.

Les stations GPS permanentes sont appelées à se multiplier dans les prochaines années car d'une part les utilisations des données d'un réseau permanent se développent, et d'autre part le coût des stations permanentes ne cesse de diminuer. Il n'est pas envisageable de faire en sorte que toutes les stations installées en France répondent aux spécifications des utilisations scientifiques. Cependant il reste essentiel que les plus intéressantes d'entre elles puissent faire l'objet d'une exploitation scientifique.

TABLEAU 1 – QUALITÉ DU POSITIONNEMENT DES SITES ET STATIONS FRANÇAIS DANS L'ITRF2000

STATION TECHNIQUE		ERREUR TYPE (MM)		STATION TECHNIQUE		ERREUR TYPE (MM)	
NB SOL.		HORIZ. VERTIC.		NB SOL.		HORIZ. VERTIC.	
Observatoires géodynamiques				Réseau DORIS (autres sites)			
GRASSE	R 2	2.4	19.6	AMSTERDAM	D 3	26.8	9.6
GRASSE	M 8	9.2	10.3	AREQUIPA	D 3	12.4	32.9
GRASSE	L 8	3.9	6.8	ARLIT	D 3	11.4	9.4
GRASSE	P 8	.5	.4	ASCENSION	D 2	42.7	40.8
NOUMEA	P 4	2.6	5.2	BADARY	D 3	15.6	11.9
NOUMEA	D 3	18.5	22.9	CACHOEIRA	D 3	26.5	36.9
PAPEETE	L 8	11.1	11.5	CANBERRA	D 3	14.4	14.4
PAPEETE	P 3	3.0	11.0	CARIQUIMA	D 1	34.1	4.2
PAPEETE	D 3	17.7	22.8	CHATHAM ISLAND	D 2	29.2	38.1
Réseau DORIS + IGS (sites ou stations français)				COLOMBO	D 2	10.9	30.1
HARTEBEESTHOEK	D 3	8.2	9.1	DAKAR	D 3	19.2	16.0
HARTEBEESTHOEK	P 5	1.8	6.2	DIONYSOS	D 3	19.0	20.2
KERGUELEN	D 3	33.1	18.4	DJIBOUTI	D 3	18.5	7.7
KERGUELEN	P 7	1.5	4.1	EASTER ISLAND	D 3	13.7	24.1
KOUROU	D 3	8.8	25.0	EVEREST	D 3	23.5	21.6
KOUROU	P 7	1.0	2.9	FAIRBANKS	D 3	18.4	16.9
ILE DES PETR	D 3	15.2	20.8	FLORES	D 1	7.0	1.6
ILE DES PETR	P 1	.7	2.2	GOLDSTONE	D 3	34.2	19.3
LIBREVILLE	D 3	8.8	11.3	GUAM	D 3	29.7	30.0
LIBREVILLE	P (pas de résultats)			HUAHINE	D 2	13.0	69.0
TOULOUSE	D 3	7.6	30.7	IQUIQUE	D 2	21.0	15.0
TOULOUSE	P 7	.3	1.3	KAUAI	D 3	13.7	19.6
TOULOUSE	R 2	.4	24.1	KITAB	D 3	17.4	9.9
Réseau RGP				KRASNOYARSK	D 2	10.5	42.5
AJACCIO	P 1	.4	2.3	LA REUNION	D 3	16.3	8.5
BREST	P 2	.7	6.0	MANILLE	D 3	17.8	8.7
BREST	R 3	1.5	13.8	MARION ISLAND	D 3	7.5	20.2
LE MANS	P 2	.5	4.8	METSAHOVI	D 3	21.7	13.6
MARNE LA VAL	P 1	.3	.4	MOUNT STROMLO	D 2	19.2	12.4
MARSEILLE	P 3	.4	1.5	NY-ALESUND	D 3	18.0	18.5
Réseau REGAL				ONTARIO-OTTAWA	D 3	12.7	9.6
CADARACHE-GI	P 2	.2	.3	PONTA DELGADA	D 2	17.1	10.3
CHATEL	P 1	.3	.1	PORT MORESBY	D 3	36.7	14.8
LA FECLAZ	P 1	.3	.7	PURPLE MOUNT.	D 3	13.3	22.9
MODANE-AVRIE	P 2	.4	1.6	RAPA	D 3	11.5	19.4
MONTPELLIER	P 2	.3	1.2	REYKJAVIK	D 3	14.9	10.5
SAINT JEAN D	P 5	.7	.7	RICHMOND	D 3	20.2	68.0
SAINT-MICHEL	P 2	.3	.7	RIO GRANDE	D 3	10.4	14.8
				ROTHERA	D 3	6.0	21.5
				SAINTE-HELENE	D 3	33.0	9.4
				SAN CRISTOBAL	D 3	20.3	6.1
				SANTA MARIA	D 3	20.0	15.3
				SANTIAGO	D 2	16.7	11.6
				SOCORRO ISLAND	D 2	10.4	26.8
				SYOWA	D 3	9.6	20.7
				TRISTAN DA C.	D 3	21.2	10.0
				WALLIS	D 3	13.9	24.6
				WANAHAMILE	D 3	19.0	34.2
				YARRAGADEE	D 3	13.6	36.3
				YELLOWKNIFE	D 3	18.3	24.1
				YUZHNO-SAKHA.	D 2	5.6	14.9

VALEURS CARACTÉRISTIQUES PAR TECHNIQUE (MM)				
	Horizontal		Vertical	
	Min	Max	Min	Max
Doris	27.8	33.6	0.8	20.9
GPS	1.0	4.4	2.6	7.4
VLBI	1.2	2.1	4.3	5.7
SLR	2.9	13.4	4.4	15.1
LLR	50.8		73.3	

4.2.3. REGAL.

Le programme REGAL (Réseau GPS permanent dans les Alpes, voir <http://kreiz.unice.fr/regal>) est la fédération d'efforts de laboratoires de recherches universitaires et d'organismes dans le but d'équiper et de maintenir un parc de stations GPS permanentes opérant en continu sur le territoire national, pour des objectifs scientifiques géophysiques (terre solide et atmosphère) et géodésiques.

Les objectifs scientifiques sont les suivants :

- Déformation crustale sur les principales structures actives
- Déformation intra continentale lente
- Troposphère
- Géodésie, référentiels
- Mouvements verticaux, surcharges, relations avec la gravité
- Comparaisons inter techniques
- Soutien aux campagnes et aux mesures semi-permanentes

Le réseau REGAL est propriétaire de quinze stations GPS permanentes (Le Chatel, Chize, Chateaufort, La Feclaz, Cadarache, Joux, St Michel l'Observatoire, Modane, Montpellier, Nice, Le Sauvan, St Jean des Vignes, Sophia Antipolis, Strasbourg, Welschbruch). Il intègre en outre les stations d'Ajaccio et Marseille (RGP) et de Grasse (IGS/CNES). Six stations supplémentaires verront le jour en 2001 : Mont Aigoual (Cévennes), Aiguilles Rouges (Haute Savoie), Bure (Dévoluy), Queyras, Pyrénées, sud Toulouse. Le réseau REGAL adhère aux standards internationaux utilisés en matière d'équipement GPS, de choix des sites et de monumentation pour la mesure des déformations crustales. Les données sont enregistrées en continu, 24 heures sur 24, à la cadence de 30 secondes. Le réseau REGAL participe aux réseaux RGP et EUREF.

Les partenaires de REGAL sont :

- en France : LGCA Chambéry, LGIT Grenoble, LGTS Montpellier, EOST Strasbourg, CLDG La Rochelle, OMP Toulouse, ENS Paris, CERGA Grasse, Géosciences Azur, IPSN, LDG/CEA, LAREG/IGN, CNRM/MétéoFrance ;
- à l'étranger : Office Fédéral de Topographie de Berne, ETH Zürich, Université de Karlsruhe, Agence Spatiale Italienne, Université de Gênes, Institut Cartographique de Catalogne.

Le réseau REGAL est maintenu de manière décentralisée. Chaque laboratoire partenaire se charge de la maintenance de ses stations et de la récupération des données. La gestion des données des 18 stations REGAL actuellement opérationnelles est par contre centralisée à Géosciences Azur. Les données y sont quotidiennement formatées, contrôlées, archivées et mises à la disposition des utilisateurs en format RINEX avec un délai de 24 heures.

Un traitement de routine des données GPS REGAL est réalisé à Géosciences Azur à l'aide du logiciel GAMIT-GLOBK. Ce traitement fournit des séries temporelles de position des stations ainsi que des coordonnées et vitesses rattachées à l'ITRF. L'ensemble de ces informations est mis à la disposition des utilisateurs sur le site web REGAL.

4.2.4. SONEL.

SONEL (<http://sonel.eng.ign.fr>)

est un Système d'Observation du Niveau des Eaux Littorales qui s'appuie sur les techniques modernes d'observation de marégraphie et de géodésie spatiale. L'ambition du projet est d'organiser de manière raisonnée et rationnelle les ressources et les efforts nationaux pour mesurer le niveau de la mer en un ensemble d'observatoires côtiers, et de surveiller l'évolution de ce paramètre dans des référentiels local et mondial.

SONEL est d'abord un système informatique de collecte, de traitement, d'archivage et de diffusion de données et d'informations sur ces données, mesures ou résultats de traitements. Le système s'appuie essentiellement sur des stations ou des réseaux d'observation existants, souvent mis en place par des organismes pour d'autres applications que celles qui sont visées dans SONEL. Ces organismes peuvent trouver dans SONEL une diffusion et une valorisation complémentaires de leurs données, tout autant qu'un soutien et un retour scientifique et technique sur la qualité de leurs observations.

L'idée de SONEL a été proposée et soutenue par les deux organismes naturellement producteurs des types de données mentionnés, à savoir le SHOM et l'IGN. Bien qu'ils représentent une source importante de données, de nombreuses mesures et résultats sont produits par d'autres organismes comme les DDE, les Ports Autonomes, les laboratoires du CNRS ou de l'INSU. Il est important de regrouper et diffuser largement ces données, dont les valeurs historique et scientifique sont inestimables, et d'assurer leur pérennité par un archivage satisfaisant, que ces organismes négligent souvent parce qu'ils n'en ont pas la mission.

L'objectif de SONEL est aussi d'apporter une information de qualité et de mettre à la disposition des utilisateurs scientifiques des produits élaborés à partir de la synergie des données de marégraphie et des résultats de géodésie spatiale. C'est également de servir d'interface avec la communauté internationale, notamment dans les projets européens tels que EOSS ou EUVN, les programmes mondiaux tels que GLOSS, ou encore dans les échanges avec les centres de données internationaux tels que le PSMSL.

4.2.5 PARTICIPATION AU RÉSEAU GGP (GLOBAL GEODYNAMICS PROJECT)

Ce projet scientifique de l'UGGI, soutenu par le groupe SEDI (Study of the Earth's Deep Interior), consiste en un réseau mondial de gravimètres supraconducteurs (actuellement 17 instruments répartis en Europe, Amérique du Nord, Japon, Chine, Australie, Indonésie, Antarctique, Arctique, voir figure 8). Une première période d'observations communes de six ans a débuté le 1er juillet 1997 et il existe une base de données gérée à Bruxelles dans le cadre d'ICET (International Centre for Earth Tides) (cf. GGP Information System and Data Center, <http://etggp.oma.be>). Les CD-ROM des données des premières années (1997-1999) sont disponibles. On trouvera sur le site internet <http://www.eas.slu.edu/GGP/ggphome.html> une description complète du projet GGP.

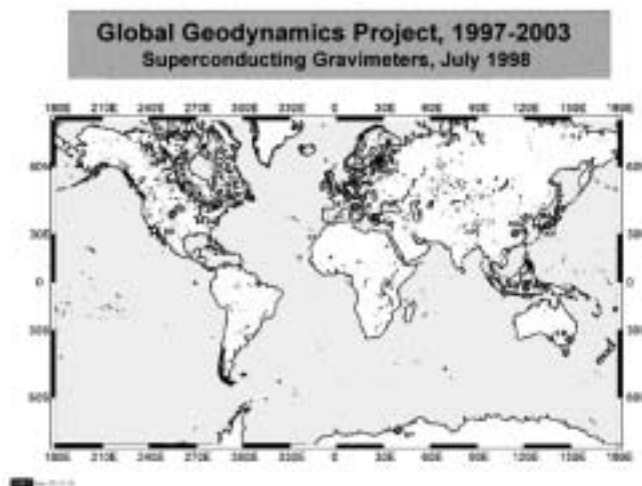


Fig. 8 – Le réseau de gravimètres supraconducteurs GGP (Global Geodynamics Project)

4.3. CAMPAGNES D'OBSERVATION

4.3.1. CAMPAGNES D'OBSERVATION GPS.

Objectifs scientifiques et chantiers

Les observations par campagnes sont le mode opératoire classique d'acquisition de données GPS pour une grande variété d'objectifs scientifiques, avec, parmi les plus importants, la tectonique, dans des contextes cinématiques variés (subduction, extension, décrochement), la sismologie (interventions post-séismes), la volcanologie, les glissements de terrain, la glaciologie. Toutes ces applications requièrent la répétition des campagnes sur plusieurs années.

Les zones géographiques sur lesquelles interviennent les équipes françaises sont très variées. Parmi les plus importantes, on peut citer : le Chili, la Grèce (surtout Corinthe), la Chine, le Népal, l'Islande, l'Iran, la Mongolie, les Caraïbes, l'Indonésie, le Vietnam, la Birmanie, les Afars et, en France, les Alpes, les Pyrénées et le Fossé rhénan.

Tutelles et financements

Le parc GPS INSU : les campagnes GPS sont le plus souvent réalisées à l'aide de récepteurs empruntés au parc national INSU (http://www.ipgp.jussieu.fr/dept-sce/insu_gps).

Le parc INSU comprend actuellement 21 récepteurs bifréquences de qualité géodésique. Le parc est fortement sollicité et fonctionne en flux tendu pendant la majeure partie de l'année. Il est maintenu à l'IPG. En tant que parc national, il est financé à 100% par l'INSU (maintenance, remplacement d'équipement, augmentation du nombre d'instruments). Le parc INSU est utilisé régulièrement par une vingtaine d'équipes de recherche françaises.

Les financements : les campagnes GPS sont financées dans le cadre des programmes de l'INSU (par exemple Intérieur de la Terre, PNRN, PNTS), de Programmes Internationaux de Coopération Scientifique du CNRS (PICS), de programmes nationaux (Géofrance 3D), et de programmes spécifiques du Ministère de la Recherche. Les instruments du parc sont prioritairement réservés aux

campagnes financées de cette manière. D'autres campagnes sont financées pour tout ou partie par des programmes européens (DG XII, INTAS), dans le cadre de programmes OTAN (pour les pays éligibles) ou du Ministère des Affaires Etrangères. En France, certaines campagnes sont financées pour tout ou partie par des régions et/ou départements, en particulier dans le cadre d'agences comme par exemple le Pôle Grenoblois des Risques Naturels ou par des organismes, par exemple l'IPSN et le LDG.

Productions

Les campagnes d'observations GPS produisent tout d'abord des données brutes, qui resteront utilisables sur le long terme, pour peu qu'elles soient stockées sur des supports adéquats. Les équipes en charge des programmes scientifiques liés aux campagnes GPS réalisent généralement le traitement des données des campagnes GPS au retour de celles-ci et produisent des solutions géodésiques associées. La répétition des campagnes permet de produire des séries temporelles, dont on peut déduire un champ de vitesses et de déformations. Ces produits servent ensuite de base à l'interprétation géophysique et à la modélisation.

Personnel nécessaire

Les campagnes d'observations GPS sont réalisées par les personnels des laboratoires (chercheurs, ingénieurs, techniciens, étudiants), en collaboration avec du personnel des laboratoires partenaires lorsqu'il s'agit de campagnes à l'étranger. La réalisation de mesures GPS sur le terrain ne requiert pas de compétences particulières, même si la mise en station de l'antenne doit se faire avec un soin tout particulier.

Base de données

Il n'existe pas, à l'heure actuelle, de base de données regroupant l'ensemble des données GPS acquises par les équipes françaises. La gestion des données est laissée à l'entière responsabilité des équipes de recherche. Cette situation n'est pas critique car la communauté est essentiellement constituée de chercheurs relativement jeunes et généralement en bons termes. Il faut pourtant penser à l'avenir, en gardant en mémoire le fait qu'il est encore possible aujourd'hui de valoriser scientifiquement des données de triangulation du 19^{ème} siècle archivées à l'IGN! Il est urgent de constituer une base de données GPS qui regrouperait les données acquises par les équipes françaises, au moins pour les campagnes financées par des moyens publics nationaux (Ministères, CNRS, INSU).

Financer les remesures

Tous les chercheurs impliqués dans les campagnes d'observations GPS convergent pour dire qu'il est très difficile de financer la répétition de campagnes de mesures. En effet, la durée d'observation nécessaire est supérieure à (1) les durées des projets telles qu'elles sont classiquement permises par les programmes (généralement un an, parfois, deux ans, au maximum trois ans), (2) la durée de vie de ces programmes (typiquement 3-5 ans). La plupart des

applications des observations GPS par campagnes requièrent des observations sur 5 ans ou plus. Cinq ans correspondent typiquement à un réseau qui serait mesuré trois fois, ce qui est le minimum pour s'assurer d'un résultat fiable, même dans les régions à forts taux de déformation. Pourtant, aucun programme ne s'engagerait actuellement à financer trois campagnes sur cinq ans. Il est important de faire comprendre qu'il ne suffit pas de financer une campagne sur un chantier donné, mais qu'il faut obligatoirement en financer au moins deux autres sous peine de perdre l'investissement initial et l'information scientifique.

4.3.2. REMARQUES SUR LES CAMPAGNES D'ÉTALONNAGE D'ALTIMÈTRES SPATIAUX EN CORSE

La première difficulté rencontrée dans l'expérience d'étalonnage (voir § 4.1.3.) est liée à l'évaluation de la pente du géoïde sous la trace de l'altimètre au voisinage d'un marégraphe installé sur une île de grande taille. Les mesures altimétriques sont plus fortement perturbées à l'approche de la côte qu'elles ne le sont dans le cas d'une plate-forme off-shore - autre choix d'implantation de station d'étalonnage. D'une part l'altimètre ne voit plus exactement un signal océanique pur, le spot éclairant en partie les côtes, d'autre part le radiomètre à vapeur d'eau embarqué, dont les mesures sont indispensables au calcul de la correction de propagation du signal altimétrique (distance radar), voit un changement brutal de la valeur de l'humidité. Pour ces raisons, la précision des mesures altimétriques diminue fortement, passant de 3 cm à 5-7 cm, et l'on doit donc arrêter les mesures à environ 5-10 km du marégraphe. Or, la hauteur du géoïde peut varier sur cette distance, en particulier en Corse où sa pente peut atteindre quelques cm par km. En outre, il peut y avoir sur cette même distance des effets océanographiques locaux qui introduisent momentanément des distorsions dans les hauteurs de mer mesurées par les marégraphes et par l'altimètre.

La seconde difficulté provient de l'erreur d'orbite du satellite altimétrique, et plus particulièrement de l'erreur radiale d'orbite constante au-dessus du site. Sans détermination géométrique d'orbite, cette erreur (provenant du champ de gravité) est en effet indétectable dans les éphémérides dynamiques précises fournies par le projet (CNES et NASA). L'usage d'une station de télémétrie laser, sous la trace de l'altimètre ou très proche, et rattachée à un réseau global, est un moyen très puissant pour réduire l'erreur radiale d'orbite au moment des passages d'étalonnage, à condition toutefois de connaître les coordonnées de la station avec suffisamment de précision (de l'ordre de 5 mm sur l'altitude) et dans le même repère de référence que celui utilisé pour le système spatial. Le site d'Aspretto a été testé en 1996-97 grâce à une campagne probatoire d'environ 4 mois impliquant la station laser ultra mobile. La période de temps, relativement courte à l'échelle d'un cycle de 10 jours, a impliqué relativement peu de passages d'étalonnage observés par la station laser. En outre, l'étalonnage avait été affecté par la présence de systématismes (plusieurs cm) liés essentiellement à la méconnaissance du géoïde sur le site du Cap de Sénétosa. Pour ces

raisons, des campagnes géodésiques avec des bouées équipées de récepteur GPS ont été réalisées en 1998, 1999 et 2000.

Après plusieurs expériences probatoires menées sur le site en Corse, les résultats sont aujourd'hui d'une cohérence de l'ordre de 1 cm dans le positionnement vertical des marégraphes et des points de référence. De plus, afin d'apporter un contrôle de la référence verticale, indépendant de la géodésie spatiale, un premier point gravimétrique a été réalisé en 1999 avec le gravimètre absolu portable FG5. Un second point est prévu courant 2001.

D'un autre côté, des efforts se sont également portés sur la station laser ultra mobile et sur la réalisation en 2000 d'un plan d'amélioration de ses performances (datation, chronométrie et détection) : une précision de quelques mm, une exactitude de 5 à 10 mm, et une stabilité ou dispersion des biais de 5 mm au plus. La station mobile joue un rôle essentiel dans l'étalonnage de l'altimètre Jason-1, en fournissant des mesures de distance à la verticale de chaque passage altimétrique au dessus de la région, soit tous les 10 jours.

4.3.3. CAMPAGNES DE GRAVIMÉTRIE

Des campagnes de mesures gravimétriques sont menées par les équipes françaises pour une vaste palette d'objets scientifiques.

On peut distinguer deux grands domaines :

- Les études des variations spatiales du champ de pesanteur terrestre pour les applications géophysiques (structure interne du globe à différentes échelles) et géodésiques (détermination précise du géoïde).
- Les études des variations temporelles du champ de pesanteur pour l'étude des mouvements verticaux, des marées terrestres, des surcharges, en volcanologie, tectonique, hydrologie, etc.

Dans un proche futur, des campagnes de mesures spécifiques en vue de l'étalonnage des capteurs spatiaux (CHAMP, GRACE et GOCE) ou de l'acquisition de données sol à intégrer avec les données spatiales dans des analyses combinées, seront également menées.

Les chantiers géographiques où interviennent les équipes françaises sont très variés. On peut citer notamment, le territoire métropolitain (Bretagne, Sud-Est), les volcans des DOM-TOM, Djibouti, l'Iran, l'Indonésie. Outre les mesures à terre, les équipes françaises réalisent des acquisitions en mer (extension de la couverture spatiale) et développent des campagnes de mesures en fond de mer.

Pour réaliser ces campagnes la communauté peut actuellement mettre en œuvre des instruments relatifs de terrains et un instrument absolu.

Campagnes avec des instruments relatifs

La communauté gravimétrique française dispose de quelques gravimètres relatifs à ressorts de type "microGal" permettant à la fois la réalisation de levés sur le terrain et l'acquisition de séries continues. Ces gravimètres, de type Scintrex CG-3M, sont pour partie au sein d'un parc national géré et maintenu par l'IPG Paris.

Le nombre restreint d'instruments ne permet pas de répondre actuellement à toutes les demandes exprimées par les

équipes, notamment du fait de l'augmentation significative des besoins, pour des levés de haute résolution comme pour des enregistrements en différentiel continu sur de longues périodes. Rappelons que la réalisation de levés de haute résolution avec des instruments à ressorts nécessite des protocoles de mesure rigoureux (mesures simultanées de paramètres annexes et nécessité d'avoir une ligne d'étalonnage à proximité de la zone étudiée) et l'utilisation simultanée d'au moins deux gravimètres.

Il est donc nécessaire de poursuivre l'effort en équipement instrumental pour les mesures gravimétriques sur le terrain, aussi bien pour les mesures de la pesanteur que pour les mesures "annexes" : positionnement précis, météorologie, etc. Cet effort devra tenir compte de l'évolution instrumentale, en particulier des développements récents de gravimètres absolus de terrain. Ces gravimètres absolus de terrain, utilisés conjointement avec des gravimètres relatifs à ressorts, permettront la réalisation de levés plus précis et une amélioration significative des réseaux de répétition temporelle.

Campagnes de gravimétrie absolue

La communauté gravimétrique française a acquis en 1996 un gravimètre absolu portable (modèle FG5 de Micro-g Solutions Inc., Colorado, USA, voir figure 9). L'INSU a désigné la station gravimétrique de Strasbourg comme site de base de cet instrument, ce qui rend l'EOST de Strasbourg responsable de cet outil national. C'est à ce titre qu'il met en œuvre les campagnes de gravimétrie absolue au profit des organismes et laboratoires de la communauté gravimétrique qui ont participé à l'acquisition du gravimètre absolu.

L'instrument est un gravimètre balistique. Son principe est basé sur la chute d'un corps dans le vide, la trajectoire étant déterminée par des mesures de position par interférométrie laser, et de temps à l'aide d'une horloge atomique. Il effectue une mesure absolue de la gravité g avec une précision de $1 \mu\text{Gal}$ (ce qui représente 10^{-9} g). Une photographie de l'instrument en opération à Strasbourg est donnée figure 9. L'ensemble de l'équipement pèse environ 500 kg et peut être transporté en plusieurs caisses à l'aide d'une camionnette. En général, cet instrument mesure dans des conditions de type laboratoire mais il peut aussi mesurer en extérieur (sous tente) et en complète autonomie (groupe électrogène) comme cela a été le cas en Iran.



Fig. 9. Gravimètre absolu FG5 modèle 206 dans son site d'accueil à Strasbourg

Les objectifs scientifiques dans lesquels interviennent les mesures du gravimètre absolu sont variés :

- étude des variations temporelles de la gravité en divers lieux à partir de mesures répétées sur de longs intervalles de temps afin de mettre en évidence les mouvements verticaux et les transferts de masse ; applications à des problèmes de volcanisme, de tectonique, de géodésie (positionnement DORIS, GPS et VLBI) et de marégraphie (niveau moyen des mers et surcharges de marée océanique) ;
- développement du réseau de bases gravimétriques absolues en France ;
- établissement de lignes de base d'étalonnage pour micro gravimètres ;
- participation au réseau gravimétrique mondial de bases IAGBN (A) et (B) ;
- étalonnage des gravimètres relatifs portables et de gravimètres cryogéniques du réseau GGP (dont l'instrument français à Strasbourg).

En dehors des missions sur le terrain effectuées depuis maintenant plus de trois ans à un rythme soutenu (en moyenne plus de 100 jours hors site par an pour une équipe composée d'un ingénieur et d'un scientifique), un des intérêts des mesures répétées de gravité absolue au site de base de Strasbourg est leur superposition avec les mesures en continu du gravimètre supraconducteur, ce qui permet de mener les recherches sur les variations temporelles de gravité dans d'excellentes conditions.

Un bilan d'activités du gravimètre absolu portable FG5#206 pour la période 1997-2001 a été produit en novembre 2001 et peut être consulté sur le site Web de l'Observatoire Gravimétrique http://eost.ustrasbg.fr/obs-grav/Bilan_FG5/bilan.html. Parmi les missions effectuées, citons :

- Sites français : Ajaccio (Base d'Aspretto), Brest (SHOM), Grasse (CERGA), Le Mans (ESGT), Orléans (BRGM), Sèvres (BIPM), Montpellier et Mont Aigoual (ISTEEM), Marseille, Nice, Dunkerque, Grenoble, Dumont d'Urville (IFRTP), Ile de La Réunion, Kerguelen ;
- Sites européens : Wettzell et Bad Homburg (Allemagne), Dubrovnik et Osijek (Croatie), Josefoslav (Pologne), Penc (Hongrie), Pecny (Tchéquie), Medicina et Trieste (Italie), Spitzberg (Norvège) ;
- Autres sites : Table Mountain (Colorado), Mount Stromlo et Hobart (Australie), cinq sites en Iran, Sutherland (Afrique du Sud), cinq sites au Chili.

Chaque mission de mesures de gravimétrie absolue hors site nécessite la participation de deux personnes : un ingénieur responsable de la maîtrise technique de l'instrument et un scientifique responsable de la mission. Dans certains cas (mission lointaine de type IFRTP avec embarquement sur bateau), les missions sont longues et peuvent entraîner une absence continue de presque deux mois. De plus, le rythme des missions est extrêmement soutenu et, s'il est possible d'alterner actuellement entre deux scientifiques, la partie technique ne repose que sur une seule personne. Une des priorités est clairement l'obtention d'un autre

poste de technicien pour poursuivre dans de meilleures conditions cette activité en constant développement, comme le souligne d'ailleurs une motion adoptée lors de l'assemblée générale du CNFGG en février 2001

4.3.4. CAMPAGNES 1998 ET 1999 POUR LA MESURE DES SURCHARGES OCÉANIQUES EN BRETAGNE

L'objectif de ces campagnes était d'étudier la modélisation de la surcharge océanique. Du point de vue géométrique, la surcharge concerne la flexion de la croûte sous le poids des marées océaniques, tandis que du point de vue dynamique, elle correspond à une variation de la gravité locale g qui intègre les effets de redistribution de masse et d'attraction Newtonienne. Elle atteint en Bretagne environ 20 cm crête à crête pour une variation concomitante de g de l'ordre de 400 nms⁻² (40 μ Gals). Vers l'intérieur des continents les valeurs observées sont inférieures d'un ordre de grandeur.

L'intérêt d'étudier les surcharges est multiple. En particulier, la surcharge résulte d'un processus intégrateur, qui, sur les zones côtières, permet la validation des modèles de marées à proximité du littoral. Ce point est à souligner en référence aux marégraphes qui ne donnent que des hauteurs d'eau ponctuelles ou aux résultats des méthodes d'altimétrie spatiale dont l'efficacité s'affaiblit au voisinage des côtes. Dans ce sens, la gravimétrie côtière - encore peu développée - peut aussi contribuer au processus d'assimilation pour les modèles de marées océaniques. Enfin, l'extraction du signal de surcharge peut servir à valider les algorithmes de traitements des signaux GPS.

Le Centre Littoral De Géophysique (CLDG - Université de La Rochelle) a mené ces expériences en collaboration avec le SHOM, le CERGA, l'ESGT, l'EOST et l'IGN. Un aspect essentiel de ces expériences repose sur la colocalisation d'instruments mis en œuvre : gravimètre relatif, gravimètre absolu et GPS.

L'ambition aujourd'hui est, tout d'abord, de mener une nouvelle campagne en allongeant le temps d'acquisition des GPS (qui n'ont été mis en œuvre, en réseau serré, que quelques jours). Par ailleurs, la modélisation des phénomènes inclinométriques montre que la mesure de ces signaux compléterait avantageusement les jeux de données acquis lors de ces colocalisations. En effet, pour l'instant, le rapport signal/bruit du seul signal géométrique disponible (GPS) est faible. On peut s'attendre à ce que l'inclinométrie - qui constitue une mesure géométrique indépendante des systèmes spatiaux - permette de mieux contraindre les modèles. Enfin, la station laser-satellite mobile en cours de mise au point au CERGA peut trouver là un atelier de validation pertinent. Par la suite, de nouvelles stratégies expérimentales pourront être envisagées.

Les difficultés rencontrées lors de ces expériences sont logistiques et financières, plus que techniques. En effet, ces campagnes reposent pour l'instant sur le volontariat de chacune des équipes qui s'y impliquent et ne sont pas prises en charge par des programmes existants. Le GDR AGRET constitue déjà une Agora qui permet les échanges entre les chercheurs concernés.

5. CONCLUSION : ASSURER L'AVENIR

L'une des raisons des difficultés rencontrées dans la poursuite de programmes reposant sur l'observation géodynamique provient de sa généralisation même, avec des actions ciblées engagées par de nombreux organismes, dont les missions sont diversifiées et les statuts assez différents les uns des autres. Cette diversité est illustrée par les appartenances des auteurs de ce rapport : Observatoire de Paris, IGN, IPGP, CNES, UMR Géosciences Azur, OCA/CERGA, IRD, CLDG La Rochelle, EOST, SHOM.

Une autre difficulté résulte de l'échelle de temps caractéristique des problèmes étudiés. A la différence des études à échelle de temps géologique, la mesure directe - depuis peu très précise - et l'analyse des déformations à l'échelle de la fraction de siècle ne trouvent pas toujours leur place dans une programmation scientifique gérée par des comités de durée de vie inférieure à la demi-décennie.

Enfin, ces programmes de recherche ont pour originalité de pouvoir faire usage d'observations et de méthodes de traitement que se partagent laboratoires scientifiques et organismes orientés vers la production et le service public. La valorisation mutuelle des deux types de potentiels ne se fait pas toujours spontanément.

Les thèmes de recherche suivants ont été recommandés par AGRET pour le soutien par les instances de recrutement des chercheurs :

- Atmosphère et mesures géodésiques
- Mouvements verticaux et surcharges
- Géodésie et niveau des mers
- Le champ de gravité terrestre et ses déformations dans le temps
- Métrologie des systèmes de référence d'espace et de temps
- Repères de référence et déformations crustales
- Intérieur de la Terre et géodésie
- Physique fondamentale

Un aspect essentiel de l'observation à objectifs géodynamiques est le maintien d'un personnel technique qualifié et expérimenté, pour la maintenance et l'exploitation des stations et réseaux permanents et des parcs d'instruments.

En ce qui concerne les stations, campagnes et réseaux d'observation, les conditions suivantes devraient prévaloir :

- pour les sites géodynamiques : un suivi observationnel multitechniques coordonné (géodésie spatiale, gravimétrie, marégraphie) ;
- pour les campagnes : la possibilité de programmation pluriannuelle ;
- pour tous les dispositifs : une infrastructure technique et administrative pérenne, du personnel technique affecté à la maintenance des stations et aux observations, une bonne coordination dans le cas de tutelles multiples.
- Les programmes d'observation et d'analyse à objectifs de production ou à objectifs scientifiques, tels que le RGP, REGAL, SONEL, ou encore les campagnes et

programmes géodynamiques en métropole, DOM-TOM et à l'étranger devraient bénéficier d'un effort de coordination plus net de la part des nombreuses instances concernées.

Enfin, considérant le rôle privilégié du site de Tahiti pour assurer une participation significative de la France à l'étude géodynamique du Pacifique sud et la maintenance des référentiels terrestre et céleste internationaux, il importe de renforcer de façon pérenne la situation de l'observatoire géodésique de Tahiti et d'utiliser toutes les possibilités de compléter son caractère pluridisciplinaire.

GLOSSAIRE

ACES	<i>Atomic Clocks Ensemble in Space</i>	ICET	<i>International Earth Tides Center</i>
AIG	<i>Association Internat. de Géodésie</i>	ICRF	<i>International Celestial Reference Frame</i>
BGI	<i>Bureau Gravimétrique International</i>	ICRS	<i>International Celestial Reference System</i>
BIPM	<i>Bureau Internat. des Poids et Mesures</i>	IERS	<i>International Earth Rotation Service</i>
BRGM	<i>Bureau de Recherches Géologiques et Minières</i>	IFRTP	<i>Institu Français de Recherche dans les Terres Polaires</i>
CERGA	<i>Centre d'Études et de Recherches Géodynamiques et Astronomiques</i>	IGN	<i>Institut Géographique National</i>
CLDG	<i>Centre Littoral De Géophysique, Université de La Rochelle</i>	IGS	<i>International GPS Service</i>
CNES	<i>Centre National d'Études Spatiales</i>	ILRS	<i>International Laser Ranging Service</i>
CNFGG	<i>Comité National Français de Géodésie et de Géophysique</i>	INSU	<i>Institut National des Sciences de l'Univers</i>
CNRM	<i>Centre National de Recherches Météorologiques</i>	IPGP	<i>Institut de Physique du Globe de Paris</i>
CNRS	<i>Centre National de la Recherche Scientifique</i>	IPSN	<i>Institut de Protection et de Sûreté Nucléaire</i>
CSR	<i>Center for Space Research, University of Texas at Austin</i>	IRD	<i>Institut français de recherche scientifique pour le développement en coopération (ex ORSTOM)</i>
CSTG	<i>Coordination of Space Techniques for Geodesy (Commission de l'AIG)</i>	ITRF	<i>International Terrestrial Reference Frame</i>
DDE	<i>Direction Départementale de l'Équipement</i>	ITRS	<i>International Terrestrial Reference System</i>
DGPS	<i>Differential GPS positioning</i>	IVS	<i>International VLBI Service for geodesy and astrometry</i>
DORIS	<i>Détermination d'Orbite et Radio positionnement Intégré par Satellite</i>	LAREG	<i>Laboratoire de Recherche de Géodésie de l'IGN</i>
ENS	<i>Ecole Normale Supérieure</i>	LDG/CEA	<i>Laboratoire de géodésie du CEA</i>
EOSS	<i>European Sea-level Observing System (COST Action 40)</i>	LGT	<i>Laboratoire de Géophysique et Tectonique, Montpellier</i>
EOST	<i>École et Observatoire des Sciences de la Terre de Strasbourg</i>	LLR	<i>Lunar Laser Ranging</i>
EPN	<i>EUREF Permanent Network</i>	LPTF	<i>Laboratoire Primaire du Temps et des Fréquences</i>
ESGT	<i>Ecole Supérieure des Géomètres et Topographes</i>	MEN	<i>Ministère de l'Éducation Nationale</i>
EUREF	<i>European Reference Frame</i>	MOBLAS	<i>Mobile Laser Ranging System (NASA)</i>
EUVN	<i>European Vertical Network</i>	MRT	<i>Ministère de la Recherche et de la Technologie</i>
GDR	<i>Groupe de Recherches</i>	NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
GFZ	<i>GeoForschungZentrum</i>	NIMA	<i>National Imagery and Mapping Agency</i>
GGP	<i>Global Geodynamics Project</i>	OCA	<i>Observatoire de la Côte d'Azur</i>
GLOSS	<i>Global Sea Level Observing System</i>	OMP	<i>Observatoire Midi-Pyrénées</i>
GPS	<i>Global Positioning System</i>	OP	<i>Observatoire de Paris</i>
GRGS	<i>Groupe de Recherches de Géodésie Spatiale</i>	OSU	<i>Observatoire des Sciences de l'Univers</i>
IAGBN	<i>International Absolute Gravity Base-station Network</i>	PACA	<i>Région Provence Alpes Côte d'Azur</i>
		PICS	<i>Programme International de Coopération Scientifique du CNRS</i>
		PNIT	<i>Programme National Intérieur de la Terre</i>

PNRN	<i>Programme National "Risques Naturels"</i>
PNTS	<i>Programme National de Télédetection Spatiale</i>
PRARE	<i>Precise Range and Range-rate Equipment</i>
REGAL	<i>Réseau GPS permanent dans les Alpes</i>
PSMSL	<i>Permanent Mean Sea Level Service</i>
RFNP	<i>Réseau de Nivellement Français de Précision</i>
RGF	<i>Réseau Géodésique Français</i>
RGP	<i>Réseau GPS Permanent français</i>
ROSAME	<i>Réseau d'Observation Sub-Antarctique et Antarctique du niveau de la Mer</i>
SAR	<i>Synthesis Aperture Radar</i>
SDU	<i>CNRS/Dpt des Sciences de l'Univers</i>
SEDI	<i>Study of the Earth's Deep Interior</i>
SHOM	<i>Service Hydrographique et Océanographique de la Marine</i>
SIG	<i>Système d'Information Géographique</i>
SLR	<i>Satellite Laser Ranging</i>
SONEL	<i>Système d'Observation du Niveau des Eaux Littorales</i>
SPI	<i>CNRS/Dpt des Sciences Physiques pour l'Ingénieur</i>
SPM	<i>CNRS/Dpt des Sciences Physiques et Mathématiques</i>
SWT	<i>Science Working Group de la mission TOPEX/Poseidon</i>
T2L2	<i>Transfert de Temps par Lien Laser</i>
TAF	<i>Temps Atomique Français</i>
TAI	<i>Temps Atomique International</i>
TPEM	<i>TOPEX/Poseidon Extended Mission</i>
UMR	<i>Unité Mixte de Recherche</i>
UPF	<i>Université de la Polynésie française</i>
VAT	<i>Volontaire Aide Technique</i>
VLBI	<i>Very Long Baseline radio Interferometry</i>

Théorie du mouvement orbital moyen : bilan des développements et perspectives pour l'étude du champ de gravité

THEORY OF MEAN ORBITAL MOTION: RESULTS AND PROSPECTS FOR THE GRAVITY FIELD STUDIES

F. DELEFLIE¹, P. EXERTIER¹, G. METRIS¹, S. BRUINSMA²,
O. LAURAIN¹, PHILIPPE BERIO¹, FRANÇOIS BARLIER¹

¹ Observatoire de la Côte d'Azur – CERGA/GRGS

Av. N. Copernic F-06130 GRASSE

<http://www.rc.observatoire-azur.fr/cerga/gmc>

² Observatoire Midi-Pyrénées OMP/GRGS

Av. E. Belin, F-31400 TOULOUSE

ABSTRACT

A satellite is a detector of forces existing in the Earth environment. Its trajectory depends on the initial values of its position and velocity and also on all forces, gravitational or not, acting on this satellite. Conversely, the knowledge and the determination of this trajectory allow to determine these forces. Some of them are extremely small compared to others, but if they have a cumulative effect on orbital parameters, they can be detected on very long arcs. Therefore, the idea was to determine an orbit not over a few revolutions but over 1000, or 10,000 or even 1,000,000 revolutions. Our method is based on the notion of mean motion: in order to remove the influence of the rapid variable of the satellite, averaged equations of dynamics are deduced from the osculating ones thanks to an analytical transformation realized once for all; these averaged equations are then integrated in a numerical way.

New developments have been achieved since a few years to improve the theory of mean motion of artificial satellites: in particular, singularities with eccentricity have been removed from the averaged equations of dynamics, and therefore it is now possible to compute mean circular orbits, and in particular mean orbits of most of geodetic satellites. These developments have been built in CODIOR, the software dedicated to the study of long period effects on orbits. Thus, the theory of mean motion can now be applied to various kinds of orbits, leading to the two main fields of applications of orbitography over large time scales. The first one is the analysis of a trajectory over the whole duration of a mission, on the basis of given initial conditions. The second field is the adjustment of specific geodynamical parameters which produce on the orbits, for example, small but cumulative effects. In both cases, the CODIOR software takes into account the observations tracked by the different techniques of spatial geodesy, and in particular those tracked by the SLR network or by the GPS constellation.

In this paper, we draw an assessment of the results in geodynamics and in orbitography. We mention also the possible future developments of the method: specific studies concerning high eccentricities, the space debris monitoring, or use of the method for satellites in orbits around other planets in the solar system.

Among the mentioned examples, an arc of STARLETTE has been computed over more than 18 years, with only one air drag scale factor, equal to 1,018145. The value of mean residual on the semi-major axis is 1 meter, with a corresponding amplitude of the signal to be modelled of 550 meters.

At a much lower altitude, 450 kilometers, the orbit of the CHAMP satellite has been determined with a single long arc of 200 days. In spite of a lot of manoeuvres, we show that it possible to define a mean orbit, and to determine for some periods of 20 or 30 days the mean characteristics of the non gravitational accelerations. As a result, we compare them to the measurements performed by the STAR accelerometer. The theory of mean motion has also been used in a geodynamical context: for example, the amplitude of the 18.6 year tide has been adjusted on the basis of an analysis of the mean motion of LAGEOS, amplitude which is equivalent to 1,64 cm of water. We show that, thanks to this long period approach over a period of 20 years, the influence of the 18.6 year tide can be separated from that of the secular variation of J2.

From a larger point of view, the method permits to adjust geodynamical parameters which produce on orbits long period effects: static zonal part of the gravity field, and also the part varying with time corresponding to phenomena with a characteristic period longer than about 6 months.

1. INTRODUCTION

Un nouveau pas a été franchi depuis quelques années dans la méthode de centrage, méthode qui repose sur la théorie du mouvement orbital moyen. Le modèle de forces moyennes a été enrichi, et surtout, les orbites quasi-circulaires, très fréquentes dans l'environnement terrestre, peuvent désormais être gérées dans la chaîne informatique qui met en œuvre cette théorie. Ces derniers développements trouvent des applications dans les deux domaines liés à l'orbitographie sur le long terme : l'analyse d'une trajectoire sur l'ensemble de la durée de vie d'une mission spatiale, et l'estimation de paramètres géodynamiques qui produisent sur les orbites des effets à longues périodes.

C'est dans un cadre de mécanique céleste qu'il faut se placer pour développer la théorie du mouvement orbital moyen en géodésie spatiale. Il s'agit de développer une méthode tout à fait originale permettant d'étudier l'espace de façon dynamique sur des périodes de temps très importantes, typiquement de l'ordre de 10 ans voire plus.

La géodésie spatiale, depuis l'avènement des calculateurs rapides, s'est beaucoup concentrée sur l'utilisation de l'intégration numérique des équations du mouvement, essentiellement pour des raisons de facilité de mise en œuvre. En tant que telle, cette technique, appliquée aux mouvements des satellites artificiels a relativement peu progressé depuis une dizaine d'années (Balmino et Barriot, 1990), à l'inverse des modèles qui ont très fortement bénéficié de l'accumulation de données issues des techniques spatiales (Exertier et Métris, 2000). Le calcul d'orbite utilisant des techniques purement numériques s'est "spécialisé" sur le court terme : les arcs d'orbite ont une durée typique de l'ordre de quelques jours ou de quelques dizaines de jours, ce qui correspond à une centaine de révolutions du satellite autour du corps central. Le résultat est une précision extrême des arcs, de 1 centimètre (pour les satellites les plus élevés) à 10 centimètres (pour les plus bas) en moyenne. Ce niveau de précision permet d'estimer de nombreux paramètres globaux de la géodynamique, grâce à des analyses de sensibilités des mouvements orbitaux à ces paramètres (Yoder et al., 1983). La contrepartie est une difficulté certaine de ces techniques à reconstruire des mouvements orbitaux, et donc une dynamique, sur des périodes de temps longues, notamment en raison des problèmes liés aux algorithmes d'intégration numérique, à la forte limitation des modèles non gravitationnels, et enfin à la très grande diversité de nature des mesures disponibles.

Il y a de nombreuses raisons et objectifs qui nécessitent pourtant des approches, en dynamique spatiale, capables de s'affranchir ou plutôt de reculer les problèmes de divergence des méthodes classiques dans le temps. Par exemple, les variations temporelles à grande échelle spatiale du champ de gravité de la Terre sont reliés aux grands transports de masses très lents des trois composantes de

notre planète que sont la terre solide, les océans et l'atmosphère (voir par exemple (Chao et Eanes, 1995) ou (Cheng et Tapley, 1999) ou encore (Exertier, 1994)).

D'une façon plus générale, l'analyse par inversion d'un mouvement continu dans le temps est a priori d'autant plus pertinente que la période de temps de l'investigation est importante. De la même façon, la capacité de prédiction, largement utile en simulations (on peut citer l'analyse de futures constellations de satellites), est d'autant plus intéressante que la période de temps sur laquelle est réalisée la simulation est grande.

A l'échelle de ces grands transports de masse, ce sont les harmoniques zonales de bas degrés (typiquement de 2 à 6) qui sont concernées. Pour ces coefficients, il existe une part maréale importante qui, par exemple, est représentée par des termes océaniques semi-annuels et annuels, ou encore à 9,3 et 18,6 ans. En revanche, la part non maréale, avec des effets interannuels également importants, provient plutôt de variations liées à l'atmosphère et à l'hydrologie. Les méthodes d'analyse de la géodésie spatiale se sont beaucoup basées sur l'étude des mouvements orbitaux des satellites artificiels, afin d'estimer un certain nombre de ces coefficients géodynamiques, et de les décorréler entre eux, au moins à grande échelle spatiale. Cette capacité à détecter des variations globales de gravité, très faibles, s'est vue encore renforcée à la fin des années 1990, grâce à des études et analyses, dites à long terme. Menées sur des arcs de plus de dix ans, elles ont utilisé les séries temporelles de données de poursuite disponibles sur LAGEOS-1 et STARLETTE (voir ci-après).

Ce sont là des grands objectifs et critères qui ont ouvert la voie aux méthodes de moyennisation, et en particulier à la méthode de centrage. Le principe de cette méthode est de s'affranchir des effets à très court terme pour ne conserver que les perturbations (donc les effets) d'orbites à longues périodes (supérieures à un jour). Bien entendu, ces perturbations ne peuvent rendre compte que des phénomènes géodynamiques dont la période caractéristique est grande. En outre, la moyennisation permet par là même de gagner en stabilité, puisque le mouvement moyen est largement moins sensible que le mouvement osculateur aux effets non gravitationnels hautement non stationnaires. La contrepartie est une grande difficulté de mise en œuvre : l'utilisation d'une méthode analytique de moyennisation, et d'un jeu de variables adaptées à des mouvements très différents en altitude et en excentricité, rendent les développements complexes, ainsi aussi que leurs contrôles et validations.

Dans cet article, nous retraçons les grandes étapes du développement de cette méthode spécifique d'orbitographie. Nous présentons rapidement les résultats auxquels elle permet d'aboutir, en tentant de montrer son potentiel d'applications.

2. UN BREF HISTORIQUE DE LA METHODE DE CENTRAGE

La première étape, "historique", remonte aux années 1970, période où les calculateurs ne permettaient pas de prendre en compte de très nombreux paramètres, sans un coût important en temps de calcul et une divergence certaine des solutions, même à très court terme (quelques jours). Au moins deux groupes se sont lancés dans cette méthode, qui allait très vite devenir une méthode combinée, avec une composante analytique et une autre numérique. Il s'agit des groupes du Goddard (Wagner, 1973) et du Groupe de Recherches en Géodésie Spatiale (GRGS) du CNES (travaux initiés par Georges Balmino et Nicole Borderies (Borderies, 1976)).

Ensuite, la méthode a trouvé quelques raffinements, numériques pour la plupart, rendus nécessaires en raison de la grande complexité de la partie analytique, eu égard à la précision des observations qui de plus, allait croissante. Il faut attendre la fin des années 1980 et le début des années 1990, avec les travaux de P. Exertier (Exertier, 1988) puis de G. Métris (Métris, 1991), pour atteindre une cohérence de la modélisation analytique qui permette des applications concrètes à un niveau de précision élevé, de l'ordre de 10^{-8} à quelques 10^{-9} en relatif. Ces applications sont traduites dans (Bruinsma, 2002).

Ces derniers travaux ont cependant été limités, pour des raisons analytiques profondes : les développements proposés dans (Métris et Exertier, 1995), en tant que premiers vrais développements analytiques à ordre élevé, utilisent les variables canoniques de Delaunay. Un tel choix limite au maximum la complexité de la moyennisation des équations mais ces variables sont singulières pour les faibles excentricités. Comme beaucoup de satellites sont lancés sur des orbites quasi-circulaires, il a été nécessaire de repenser l'intégralité de la méthode, et de l'exprimer en éléments non singuliers en excentricité (Deleflie, 2002). Dès lors, la méthode de centrage peut s'appliquer à toute une constellation de satellites géodésiques, sans être limitée aux satellites excentriques. Or, c'est là un critère fondamental afin de décorréler les coefficients du champ de gravité.

3. LA SPECIFICITE DE LA METHODE DE CENTRAGE

Pourquoi spécifique ? Parce qu'elle repose sur l'élimination de la variable rapide, et ce, à la fois dans le système des équations de la dynamique (définissant ainsi un modèle moyen), et dans les orbites ajustées sur les mesures (définissant là la notion d'éléments moyens observés).

3.1. L'ÉLIMINATION DE LA VARIABLE RAPIDE DES ÉQUATIONS DE LA DYNAMIQUE.

La méthode consiste à éliminer analytiquement la dépendance des équations du mouvement avec l'anomalie moyenne du satellite. Cette élimination est effec-

tuée, quand c'est possible, dans un cadre hamiltonien, ou par quadratures numériques. Elle s'inspire de l'algorithme de (Deprit, 1969). Le résultat est un système différentiel moyen, déduit des équations oscultrices de la dynamique par transformation analytique. Ce système moyen est intégré numériquement, avec un pas d'intégration environ 100 à 1 000 fois plus grand que celui utilisé dans les méthodes purement numériques. La méthode de centrage est ainsi qualifiée de semi-analytique. Voir Figure n° 1.

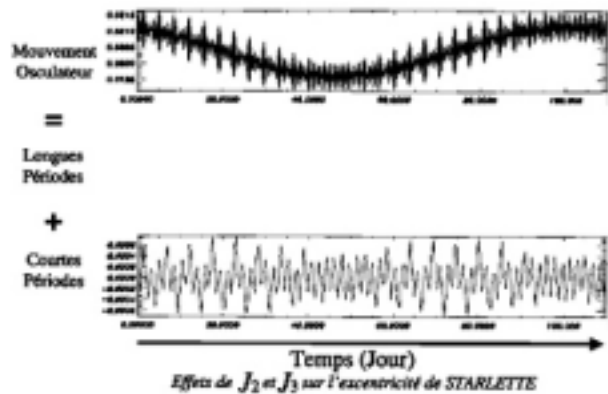


Fig. 1 : Le mouvement osculateur est régi par des équations de la dynamique

(les classiques équations de Gauss et de Lagrange) qui contiennent à la fois des longues et des courtes périodes. La théorie du mouvement moyen repose sur l'intégration numérique des équations moyennes de la dynamique, qui ne contiennent plus de courtes périodes. Elles sont obtenues par transformation analytique des équations oscultrices. Parallèlement, les courtes périodes doivent être éliminées des orbites oscultrices ajustées sur les mesures issues des différentes techniques de géodésie spatiale, de manière à disposer de quantités observées d'une nature comparable à celles qui sont modélisées.

Il est à noter qu'une telle approche nécessite de décrire le mouvement orbital à l'aide d'éléments orbitaux, et non pas à l'aide de positions et de vitesses, variables dont les amplitudes subissent au cours d'une révolution du satellite des variations très importantes.

Les orbites moyennes sont donc naturellement décrites en éléments orbitaux. La présence de singularités dans les équations de la dynamique exprimées à l'aide des éléments kepleriens limitait fortement les possibilités d'application, puisque ces équations contiennent explicitement des divisions par l'inclinaison et l'excentricité. Nous avons mis en évidence de grandes différences de comportement dynamique entre des orbites d'excentricités faibles différentes (Deleflie, 2002). Ces différences ont justifié les nouveaux développements de la méthode, maintenant formulée en éléments non singuliers en excentricité : dans CODIOR, le programme qui intègre les équations différentielles moyennes de la dynamique, les équations moyennes vérifiées par l'excentricité e et l'argument du périhélie ω sont désormais remplacées par

celles vérifiées par les éléments $C = e \cos \omega$ et $S = e \sin \omega$. Pour éliminer réellement la singularité à tous les niveaux, il a fallu déterminer et programmer à nouveau l'ensemble des équations de la dynamique en éléments non singuliers en excentricité : problème des deux corps, sensibilités, équations du mouvement, élimination analytique de la variable rapide. Les tests de ces nouveaux développements montrent que la formulation en éléments non singuliers mène à des résidus plus petits que ceux obtenus avec les éléments keplériens classiques dès lors que l'excentricité est plus petite que quelques 10^{-2} .

3.2. L'ÉLIMINATION DE LA VARIABLE RAPIDE DES "OBSERVATIONS".

Il faut aussi pouvoir déduire, à partir des observations de géodésie spatiale (mesures de distances par exemple), des éléments moyens "observés". Pour cela, des arcs courts, ajustés sur ces données, sont construits par intégration numérique à l'aide de logiciels comme GINS, satellite par satellite. On obtient des orbites osculatrices qu'il faut filtrer pour éliminer toutes les courtes périodes. Ce filtrage des orbites osculatrices, dont le processus est décrit dans (Exertier, 1990), vise à obtenir des éléments moyens "observés" d'une nature comparable à ceux générés dans CODIOR. Il comporte une première étape analytique, basée sur une solution explicite des équations planétaires de Lagrange, solution exprimée en éléments non singuliers en excentricité (Deleflie et al., 2003c). Cette solution fournit une expression littérale des courtes périodes. Le filtrage comporte également une deuxième étape, numérique, qui est basée sur un produit de convolution (Goad, 1977). Elle permet de filtrer les courtes périodes résiduelles encore présentes dans le signal.

Les éléments moyens "observés" déduits de ce filtrage, en tant que véritables points dynamiques, constituent les observations de base sur lesquelles s'appuie la restitution d'orbites moyennes. Ils sont construits indépendamment de CODIOR, au sein du logiciel CANEL.

4. RESULTATS EN ORBITOGRAPHIE

La construction d'orbites moyennes sur le long terme est l'étape préalable à l'exploitation des arcs pour la géodynamique globale. Dans la Table n° 1 est résumé l'ensemble des calculs que nous avons effectués pour différents satellites. Pour chaque arc osculateur, construit en amont de CODIOR grâce aux techniques classiques de géodésie spatiale (télémétrie laser, GPS, DORIS), on déduit un élément moyen "observé". Un arc à longue période peut ensuite être ajusté sur l'ensemble de la période sur laquelle des observations sont disponibles.

Le niveau de précision sur l'arc long dépend évidemment de la complexité de la dynamique de l'orbite considérée. En particulier, il est d'autant meilleur que l'altitude du satellite est élevée: voir les colonnes 4 et 5 de la Table n° 1, où sont mis en relation les résidus obtenus sur le demi-grand axe et la décroissance correspondante due aux manœuvres (T/P) ou au freinage atmosphérique.

De la même manière que pour le calcul d'arcs osculateurs, le niveau de précision des orbites moyennes dépend également du nombre de paramètres correctifs utilisés pour compenser les défauts des modèles. Ceci est particulièrement vrai dans le cas des forces non gravitationnelles. Par exemple, la moyenne des résidus indiquée pour STARLETTE dans la Table n°1 a été obtenue en estimant 9 coefficients multiplicatifs de la force de freinage, coefficients répartis sur toute la durée de l'arc long qui s'étale sur un peu moins de deux périodes d'activité solaire (18 ans). En n'estimant qu'un seul coefficient de freinage, les résidus sont plus élevés, mais ils illustrent les limites du modèle de freinage utilisé, en particulier dans les périodes de forte activité solaire. La Figure n°2 présente ces mêmes résidus dans ce dernier cas, ce qui montre que la méthode permet aussi l'étude de la densité atmosphérique sur de grandes périodes de temps (Bruinsma, 2003). Le modèle d'atmosphère utilisé est DTM-94 (Berger et al., 1998).

L'orbite la plus basse pour laquelle un arc moyen a été calculé est celle de CHAMP, sur une période de 200 jours en 2001 (Deleflie et al., 2003a). Il apparaît que les modèles de forces non gravitationnelles sont encore per-

TABLE N°1 : RÉCAPITULATIF DES DONNÉES TRAITÉES DANS LE CADRE DE LA CONSTRUCTION D'ORBITES MOYENNES

Satellite	Période couverte	Nombre d'arcs osculateurs (durée de chaque arc)	RMS sur le demi-grand axe de l'arc long	Décroissance du demi-grand axe sur la période
LAGEOS-1	6/2/1980 à 12/12/2001	329 (24 jours)	10cm	10m
LAGEOS-2	8/12/1992 à 12/12/2001	138 (24 jours)	10cm	3m
STARLETTE	7/10/1983 à 18/3/2002	235 (24 jours)	1m	550m
STELLA	16/11/1993 à 2/11/2000	74 (30 jours)	84cm	270m
AJISAI	23/9/1986 à 25/11/2001	165 (24 jours)	28cm	310m
T/P	8/3/1994 à 4/5/2002	91 (30 jours)	2,4m	1m
CHAMP	25/5/2001 à 21/12/2001	30 (5jours)	31 m	17km

formants en moyenne: par rapport au modèle DTM-94, les 5 coefficients multiplicatifs de la force de freinage atmosphérique varient de 0,82 à 1,22. Une meilleure précision d'orbite a été obtenue grâce à l'utilisation des données accélero-métriques de STAR (Perret al., 2001) : nous obtenons dans ce cas un résidu de 31 mètres sur le demi-grand axe au lieu de 40 mètres sinon. Sur ces 200 jours, seuls 20 paramètres empiriques ont été estimés, en plus des 6 éléments orbitaux de départ : sur chaque zone un biais et un facteur d'échelle le long des directions tangentielle et normale. C'est très peu par rapport à des méthodes entièrement numériques, mais une telle approche permet ainsi de caractériser le comportement "moyen" de l'accéléromètre.

Enfin, le calcul d'arcs longs permet d'étudier les caractéristiques générales des orbites. Nous avons par exemple remis en évidence le fait que les périées de STELLA et de T/P ne circulent pas, mais librent entre deux angles limites (Deleflie, 2002).

5. RESULTATS EN GEODYNAMIQUE GLOBALE

L'utilisation des arcs longs permet surtout l'estimation d'un certain nombre de paramètres géodynamiques : partie statique du champ de gravité, effets annuels, semi-annuels voire interannuels. La Figure n°3 présente par exemple des valeurs globales (i.e. comprenant les variations temporelles) de J_2 obtenues à partir d'arcs longs de LAGEOS-1 (ronds vides reliés entre eux) et LAGEOS-2 (carrés pleins) : deux points successifs sont séparés de six mois, et chaque arc a une durée d'un peu plus de trois ans. Sur des échelles de temps de 20 ans, certains des paramètres intervenant dans l'expression de variations temporelles de J_2 peuvent être décorrélés, comme la variation séculaire de l'aplatissement dynamique et la marée à 18,6 ans. Dans (Deleflie et al., 2003b), l'étude est basée sur la recherche de signaux qui affectent le mouvement du nœud ascendant. Des résultats tout à fait encourageants ont été obtenus grâce à cette méthode, en particulier sur les termes séculaires (\dot{J}_2, \dot{J}_3) et la marée à 18,6 ans. (Exertier et al., 1999) établit d'ailleurs, sur la base du mouvement moyen de LAGEOS-1, son amplitude à 1,64 cm.

On peut également citer l'utilisation de matrices normales issues de CODIOR pour la construction du modèle de champ de gravité GRIM5 (Biancale et al., 2000).

La pleine exploitation de la méthode de centrage pour l'ajustement de paramètres géodynamiques est à venir, dès que toutes les forces de surface auront été modélisées. Néanmoins, les premiers résultats cités précédemment sont fort encourageants, d'autant plus que les travaux en cours utilisent des arcs moyens de plusieurs satellites, ce qui assure une bonne décorrélation des paramètres.

6. DEVELOPPEMENTS FUTURS

Le fonctionnement du programme CODIOR suivant deux modes complémentaires extrapolation et restitution d'orbites moyennes permet d'envisager la poursuite et le développement de la méthode dans les deux domaines liés à l'orbitographie à long terme : l'ajustement de paramètres géodynamiques, et l'analyse de missions spatiales. Le point commun à ces deux domaines est la recherche de signatures orbitales de phénomènes géodynamiques donnés.

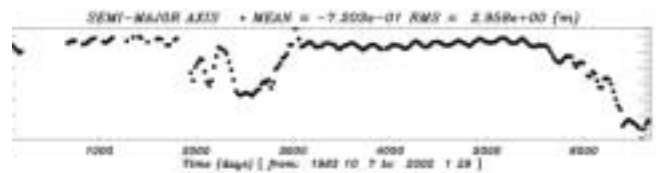


Fig. 2 : Les résidus sur le demi-grand axe de STARLETTE illustrent les erreurs de modélisation du freinage atmosphérique. Sur l'ensemble de la période considérée ci-dessous, un seul coefficient multiplicatif de la force de freinage atmosphérique a été ajusté. Il vaut 1,018145 et est stable au niveau de 10^6 en relatif entre deux itérations dans CODIOR.

La qualité du modèle d'orbite moyenne permet désormais d'envisager la modélisation de phénomènes à l'origine de variations très faibles des paramètres décrivant le mouvement. On peut citer en particulier la prise en compte de résonances profondes dues au champ de gravité, avec des périodes qui peuvent atteindre plusieurs années, pour des amplitudes de quelques décimètres. Une telle modélisation pourrait déboucher sur une étude de sensibilité des orbites à ces zones de résonance, en particulier dans le cadre de GALILEO ou des missions altimétriques.

Autre exemple d'amélioration du modèle d'orbite moyenne : la compréhension fine de l'impact de perturbations instantanées sur le mouvement moyen : manœuvres orbitales, corrections d'attitude, poussées lentes et continues, ou fortes et rapides. Il s'agirait d'intégrer directement les accélérations moyennes générées par de telles perturbations, ce qui permettrait de réduire les résidus des orbites moyennes pour les satellites subissant des manœuvres (voir Figure n°4).

Un autre champ d'investigation pourrait venir compléter les types d'excentricités accessibles à la méthode. Les excentricités fortes, i.e. supérieures à 0.1, nécessiteraient en effet des études d'un autre type. Toutes les étapes de la méthode devraient être analysées de nouveau : intégration numérique des équations du mouvement (quelle stabilité pour les algorithmes ?).

Voir par exemple (Emel'yanenko, 2002), formulation des forces moyennes (qui sont pour la plupart développées en puissances de l'excentricité), quel concept de freinage moyen (puisque le corps serait soumis au cours d'une même révolution à des densités atmosphériques largement différentes) ? Une telle réflexion devrait permettre de placer la méthode

dans un cadre planétaire, ce qui permettrait d'exploiter dans CODIOR les données orbitales de missions autour d'autres planètes du système solaire (Vénus, Mars). Parmi les champs d'application de cette étape, figure aussi la reconstruction explicite des orbites de certains débris spatiaux. Le grand pas d'intégration utilisé dans CODIOR rend en effet compatible l'analyse des trajectoires d'un grand nombre d'objets sur de longues périodes de temps avec un temps de calcul très raisonnable. Voir (Moons, 1993) pour évoquer les points déjà abordés dans ce domaine.

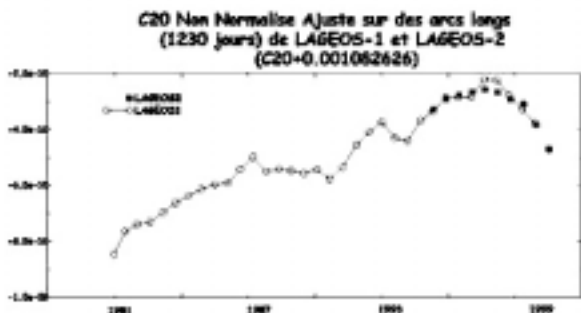


Fig. 3 : L'aplatissement dynamique J_2 est l'opposé du coefficient C_{20} représenté dans cette figure.

Le modèle utilisé pour la restitution d'arcs longs de LAGEOS-1 et LAGEOS-2 ne contenant aucune variation temporelle du champ de gravité, ce sont ici des valeurs globales de C_{20} qui ont donc été estimées. On distingue en particulier la variation séculaire de ce coefficient, due en grande partie au rebond post-glaciaire. Des études récentes attribuent le changement de signe de cette variation observé depuis quelques années à une redistribution des masses océaniques, liée tout ou en partie au phénomène El Niño. Voir en particulier (Cazenave et Nerem, 2002), et (Cox et Chao, 2002).

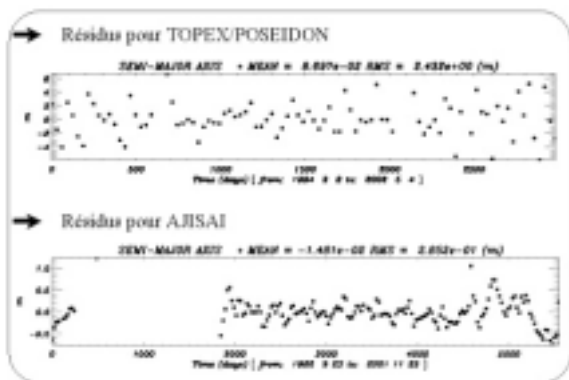


Fig. 4 : Les résidus obtenus sur chaque satellite sont d'autant plus petits que le modèle de forces moyennes est complet :

la non prise en compte des manœuvres subies par TOPEX/POSEIDON est clairement visible sur les résidus sur le demi-grand axe. Comparés à ceux obtenus pour AJISAI, ils sont d'un ordre de grandeur plus important, même si les altitudes des deux satellites et la durée de calcul des orbites moyennes sont comparables.

7. CONCLUSION

Le concept de mouvement orbital moyen fait appel à une chaîne de logiciels complémentaires, depuis le traitement des données de géodésie spatiale (association des logiciels GINS et CANEL) jusqu'à la restitution d'arcs moyens (dans CODIOR). Appliqué aux satellites LAGEOS et STARLETTE, ce concept a déjà mené à des résultats géodynamiques très pertinents, malgré la difficulté de mise en œuvre de la méthode semi-analytique et face à des solutions entièrement numériques. Les travaux en cours, qui exploitent les équations normales obtenues avec toute la constellation de satellites géodésiques, vont permettre de décorrélérer les paramètres statiques du champ de gravité et les variations spatio-temporelles à grandes longueurs d'onde. Ces travaux concernent LAGEOS-1, LAGEOS-2, STARLETTE, STELLA, AJISAI, TOPEX/POSEIDON, et pourront être étendus à de nombreux autres satellites.

D'autre part, il apparaît que le programme CODIOR est parfaitement adapté à l'analyse de missions spatiales sur de grandes périodes de temps. Ceci est particulièrement vrai dans le cas de missions d'altitudes élevées, comme la future constellation GALILEO.

Les développements menés depuis plus de vingt ans maintenant, ainsi que ceux à venir, renforcent la place de l'exploitation du mouvement moyen pour la géodynamique et l'analyse de mission. Le programme CODIOR, à travers son approche semi-analytique se révèle être, au moins en partie, une alternative aux approches dites "tout numérique". Les deux sont assurément complémentaires.

REFERENCES

Balmino G., J.-P. Barriot, *Numerical integration techniques revisited*, *Manusc. Geodaetica*, 15, 1-10, 1990
 Berger C., Biancale R., Ill M., Barlier F., *Improvement of the empirical thermospheric model DTM: DTM94 – a comparative review of various temporal variations and prospects in space geodesy applications*, *J. Geodesy*, 72, 161-178, 1998
 Biancale R., G. Balmino, J.-M. Lemoine, J.-C. Marty, B. Moynot, F. Barlier, P. Exertier, O. Laurain, P. Gegout, *A new global Earth's gravity field model from satellite orbit perturbations : GRIM5-S1*, *Geophys. Res. Letters*, 27, 22, 3611-3614, 2000
 Borderies N., *La méthode de centrage en géodésie spatiale*, Thèse de l'Université Paul Sabatier, U.E.R. de physique spatiale, 1976
 Bruinsma S.L., *Semi-analytical long-arc satellite orbit computation and the estimation of time-varying gravity parameters*, Phd Thesis, Delft University of Tech., Delft, Pays-Bas, 2002
 Cazenave A., S. Nerem, *Redistributing Earth's Mass*, *Science*, 297, 783-784, 2002
 Chao B.F., R. Eanes, *Global gravitational changes due to atmospheric mass redistribution as observed by the Lageos nodal residual*, *Geophys. J. Int.*, 122, 755-764, 1995
 Cheng C., B.D. Tapley, *Seasonal variations in low degree*

- zonal harmonics of the Earth's gravity field from satellite laser ranging observations, *Journ. of Geophys. Res.*, 104 B2, 2667-2681, 1999
- Cox C., B.F. Chao, *Detection of a Large-Scale Mass Redistribution in the Terrestrial System Since 1998*, *Science*, 297, 831-833, 2002
- Deleflie F., *Théorie Semi-Analytique des Mouvements Quasi-Circulaires Moyens en Mécanique spatiale - Applications aux Satellites Géodésiques*, Thèse de doctorat de l'Observatoire de Paris, 2002
- Deleflie F., P. Exertier, P. Berio, G. Métris, O. Laurain, J.-M. Lemoine, S. Loyer, *A First Analysis of the Mean Motion of CHAMP*, soumis à *Advances in Geosciences*, 2003a
- Deleflie F., P. Exertier, G. Métris, P. Berio, O. Laurain, J.-M. Lemoine, R. Biancale, *Why the 18.6 year tide cannot explain the change of sign observed in J_2* , soumis à *Advances in Geosciences*, 2003b
- Deleflie F., G. Métris, P. Exertier, *An Analytical Solution of Lagrange Planetary Equations Valid Also for Very Low Eccentricities: Influence of a Central Potentiel*, soumis à *Celest Mech.*, 2003c
- Deprit A., *Canonical transformations depending on a small parameter*, *Celest. Mech.* 1, 12-30, 1969
- Emel'yanenko V.V., *Symplectic integrators for studying the long-term evolution of high-eccentricity orbits*, *IAA Transactions*, No. 8, "Celestial Mechanics", 2002
- Exertier P., *Mouvement du Satellite Artificiel sur de Longues Périodes de Temps*, Thèse de doctorat de l'Observatoire de Paris, 1988
- Exertier P., *Precise Determination of Mean Orbital Elements from Osculating Elements, by Semi-Analytical Filtering*, *Manuscripta Geodaetica*, 15, 115-123, 1990
- Exertier P., *Variations temporelles du géoïde*, *Rapport quadriennal du CNFGG 1991-1994*
- Exertier P., G. Métris, Y Boudon, F. Barlier, *Simultaneous Determination of the 18.6 Year Tide and J_2 from the Mean Orbital Motion of LAGEOS*, *XXIe General Assembly IUGG, Symposium G3, Boulder, Colorado*, 1995
- Exertier P., F. Barlier, P. Bonnefond, P. Willis, *Techniques spatiales de la géodésie DORIS, GLONASS et Télémétrie laser*, *Rapport quadriennal du CNFGG 1995-1998*
- Exertier P., S. Bruinsma, G. Métris, Y. Boudon, F. Barlier, *Geodynamics from Mean Orbital Motion of Geodetic Satellites*, *UGGI General Assembly, Birmingham (UK)*, 121, 262-270, 1999
- Exertier P., *Le Mouvement Orbital des Satellites et l'Observation de la Terre*, *Habilitation à Diriger des Recherches*, Université de Nice-Sophia Antipolis, 2000
- Exertier P., G. Métris, *Dynamique des satellites artificiels et ses applications*, *C.R. Acad. Sci. Paris, T ;1, Série IV*, 523-536, 2000
- Goad C.C., *Application of a digital filtering to satellite geodesy*, *Tech. Report, NOS71-NGS6, NOAA*, 1977
- Métris G., *Théorie du Mouvement du Satellite Artificiel - Développement des Equations du Mouvement Moyen - Application à l'Etude des Longues Périodes*, Thèse de Doctorat de l'Observatoire de Paris, 1991
- Métris G., P. Exertier, *Semi-Analytical Theory of the Mean Orbital Motion*, *Astron. & Astrophys.*, 294, 278-286, 1995
- Moons M., *Averaging approaches*, *Proceedings of the "Artificial Satellite Theory Workshop", U.S.N.O. Washington D.C.*, 1993
- Perret A., R. Biancale, A.L. Camus, J.-M. Lemoine, T. Fayard, S. Loyer, F. Perosanz, M. Sarrailh, *CHAMP mission : STAR commissioning phase Calibration/Validation Activities by CNES*, *Technical Report CNES*, 2001.
- Wagner C.A., *Zonal gravity harmonics from long satellite arcs by semi-numeric method*, *Journal of Geophysical Research*, 78-17, 3271-3280, 1973
- Yoder C.F., J.G. Williams, J.D. Dickey, B.E. Schutz, R.J. Eanes, B.D. Tapley, *Secular variation of Earth's gravitational harmonics J_2 coefficient from LAGEOS and non tidal acceleration of Earth rotation*, *Nature*, 303, 757-762, 1983

Modélisation du champ de gravité terrestre et nouvelles missions

EARTH GRAVITY FIELD MODELING AND NEW MISSIONS

*R. BIANCALE, G. BALMINO, J.M. LEMOINE, J.C. MARTY, F. PEROSANZ, N. VALES
(GRGS, CNES, Toulouse)
P. EXERTIER, G. METRIS, F. BARLIER, J. NICOLAS, O. LAURAIN
(GRGS, OCA-CERGA, Grasse)*

INTRODUCTION/RÉSUMÉ

La période écoulée a vu l'achèvement des calculs de modèles globaux du potentiel de gravitation terrestre par inversion des perturbations orbitales de satellites (géodésiques à finalité variée, ou non dédiés), calculs qui ont culminé dans la production des modèles GRIM5 avec une solution purement "satellites", et une solution combinée incluant des informations de surface (mesures de pesantier, géoïde marin dérivé de l'altimétrie satellitaire).

Le lancement du satellite allemand CHAMP en juillet 2000 - la première des trois missions prévues dans la décennie pour améliorer notre connaissance du champ de gravitation terrestre à des fins géophysiques, océanographiques et géodésiques, a conduit à la détermination d'une nouvelle série de modèles de ce champ (EIGEN: European Improved Gravity model of the Earth by New techniques). Grâce à l'orbite quasi-polaire basse (460 km à ~300 km en fin de vie), à la mesure des forces de surface par micro-accélérométrie, et au suivi continu de la trajectoire par la constellation GPS, la résolution atteignable est de 200 km environ et la précision devrait être homogène - ce qui n'est pas le cas des modèles (GRIM-1 à 5) des trois décennies précédentes, obtenus par le mélange de diverses techniques de mesure. Une année entière fut consacrée à comprendre et résoudre les difficultés rencontrées sur la mesure, par l'accéléromètre français STAR (fabriqué par l'Office National d'Etudes et de Recherches Aérospatiales, ONERA), de la composante radiale des forces de surface, année au cours de laquelle un premier modèle (EIGEN1), fut produit avec seulement 90 jours de données. Une seconde solution, EIGEN2, fut calculée et publiée en 2002, dont la qualité - démontrée par de nombreux tests, est équivalente ou supérieure à celle des meilleurs modèles passés (pour l'instant pour les grandes et moyennes longueurs d'onde, jusqu'à ~500 km). Les traitements systématiques, partagés entre le GeoForschung Zentrum, GFZ (Potsdam, Allemagne) et l'équipe du Centre Nationale d'Etudes Spatiales, CNES (Division de Géodésie Spatiale) du Groupe de Recherches de Géodésie Spatiale français, GRGS (dans la lignée d'une longue coopération entre ces deux groupes), s'étaleront sur toute la durée de vie du satellite - aujourd'hui estimée à 6 ans au moins, et viendront appuyer l'exploitation de la mission suivante

GRACE (mission USA-Allemagne avec deux satellites co-orbitant proches), lancée en mars 2002 et dont l'objectif principal est le suivi (sur quatre à cinq ans) des variations temporelles du champ. Les données de GRACE (mesures GPS pour l'orbite précise de chaque satellite, mesures accélérométriques, mesures de distance inter-satellites, données d'attitude) ne sont cependant pas encore disponibles: les problèmes rencontrés sur l'un et l'autre des satellites, ainsi que la décision d'implanter à bord un nouveau système d'extraction de la mesure inter-satellites (mesure radar en bandes K et Ka, susceptible de fournir une distance de précision micrométrique) retardent encore de plusieurs mois la distribution officielle de ces données. Le GRGS a mis à profit ce délai pour mettre en place dans ses logiciels de géodésie spatiale (détermination d'orbite précise et calcul de modèles du géopotential en harmoniques sphériques) les algorithmes nécessaires au traitement des données de GRACE.

En parallèle, des travaux préparatoires (méthodologiques, algorithmiques et informatiques), ont démarré dans plusieurs équipes européennes (dont la Division de Géodésie Spatiale du CNES) pour permettre les traitements scientifiques de la troisième mission GOCE, de l'Agence Spatiale Européenne, ESA (lancement aujourd'hui prévu début 2006). Le but est, à l'horizon 2008, de restituer le champ de gravité global avec une précision supérieure d'un à deux ordres de grandeurs à celle des modèles actuels (y compris ce que l'on attend des modèles EIGEN), et ce pour toutes les longueurs d'onde jusqu'à 100 km (voire mieux). Un consortium européen (EGG-C: European GOCE Gravity Consortium) a été mis en place; il aura la responsabilité, vis-à-vis de l'ESA (qui apportera un financement partiel), de l'ensemble des traitements de niveau 2 (production d'un modèle "labellisé" de champ de gravité). En France, la communauté concernée des géosciences va être animée et certaines actions coordonnées à partir d'une structure légère, FROG (French Resources Organisation for GOCE) mise en place et pilotée par la Délégation à l'Observation de la Terre à la Direction des Programmes du CNES, et ce avec la participation de l'Institut de Physique du Globe de Paris, IPGP (où FROG est implantée) et du GRGS.

GRIM5

Les modèles GRIM5 ont clos avec le XX^{ème} siècle la série GRIM des modèles franco-allemands de champ de gravité de la Terre. Le modèle GRIM5-S1, issu uniquement des données de suivi des satellites, et le modèle GRIM5-C1, issu des mêmes données combinées avec les données de surfaces moyennées altimétriques et gravimétriques, ont été soumis à publication dans JRL et sont parus fin 2000. Ces modèles ont servi de base pour les traitements sur CHAMP réalisés au GFZ et au GRGS. En outre, ils ont été proposés comme "standard" pour les calculs d'orbite opérationnels des satellites Jason et Envisat dans l'attente des modèles améliorés avec CHAMP, puis GRACE. La qualité de ces modèles s'avère excellente pour la restitution des orbites. C'est pourquoi le modèle GRIM5-C1 a d'ores et déjà été choisi par l'ESA pour les calculs opérationnels des orbites du satellite Envisat.

Dès 2000, des essais de version GRIM5-S2 ont été tentés par l'ajout de plus de données de suivi de satellites, mais surtout par la prise en compte des variations temporelles du terme d'aplatissement C_{20} . Ainsi, en prémisses aux modèles incorporant les données de CHAMP puis GRACE dont les spécifications autorisent la détection des variations temporelles de coefficients représentatifs des plus grandes longueurs d'onde, une version préliminaire GRIM5-S2 a été restituée en tenant compte des variations séculaires, annuelles et semi-annuelles du terme C_{20} . Sur cette base, le dernier modèle en préparation, EIGEN-2S, présente désormais des variations décennales du coefficient C_{20} obtenues avec de légères contraintes de continuité (cf. Figure 1). Il est à noter le changement de pente de 1998 à 2001 probablement dû à des effets océaniques.

TABLEAU COMPARATIF DES PRÉCISIONS DE RESTITUTIONS D'ORBITES POUR DIFFÉRENTS SATELLITES				
SATELLITE	GRAVITY FIELD MODEL			
	GRIM5-S1	GRIM5-C1	EIGEN-1S	EIGEN-2S
CHAMP Phase :	19.8 cm	10.4 cm	1.2 cm	0.8 cm
independent SLR :	95 cm	62 cm	11 cm	7 cm
GFZ-1	20 cm	30 cm	21 cm	20 cm
STARLETTE	3.0 cm	2.9 cm	3.0 cm	3.0 cm
STELLA	2.5 cm	2.5 cm	2.9 cm	3.0 cm
LAGEOS-1	2.0 cm	2.0 cm	2.0 cm	2.0 cm
LAGEOS-2	1.8 cm	1.8 cm	1.7 cm	1.7 cm
TOPEX SLR	2.5 cm	-	2.5 cm	-
DOPPLER	0.53 cm/s	-	0.53 cm/s	-
X-OVERS	6.6 cm	-	6.7 cm	-

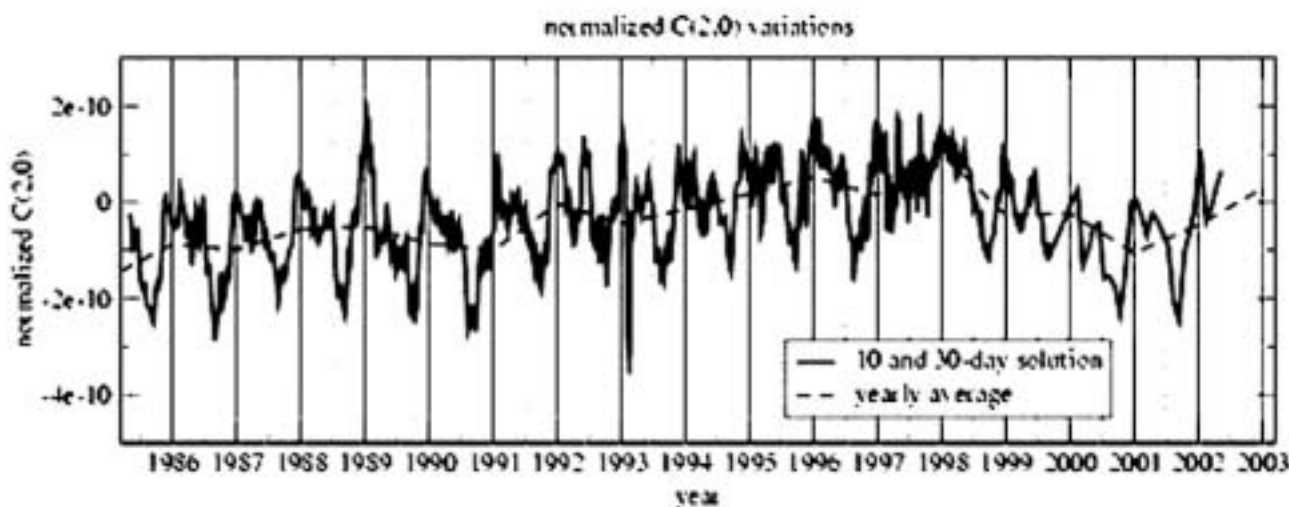


Fig. 1 : évolution temporelle du terme C_{20} du modèle EIGEN-S2

DE GRIM À EIGEN

Les nouvelles versions des modèles de champ de gravité franco-allemands (GRGS/GFZ) incorporent désormais les données (GPS et accélérométriques) du satellite CHAMP. Lancé le 15 juillet 2000 par une fusée russe COSMOS, ce satellite allemand placé à 460 km d'altitude est porteur, en ce qui concerne les instruments de géodésie, d'un récepteur GPS, de réflecteurs laser et d'un accéléromètre STAR/ONERA. Les différentes simulations réalisées pendant la phase de préparation de la mission ont montré que nous pouvions espérer une amélioration d'un facteur 4 sur la précision des modèles de champ de gravité jusqu'à 500 km de longueur d'onde environ.

A cette occasion, et pour mettre en exergue l'apport des nouvelles missions spatiales dédiées à l'étude du champ de gravité, cette nouvelle série porte le nom : EIGEN, acronyme de "European Improved Gravity Earth model by New techniques". Trois mois de données de la mission CHAMP, entre août 2000 et janvier 2001 ont permis dès 2001 une amélioration sensible du premier modèle de cette nouvelle série : EIGEN-1S. Ce modèle "satellites seuls" réduit d'un facteur 2 les écarts par rapport à un modèle combiné avec des données de surface (gravimétriques et altimétriques), tel EGM96, entre les degrés harmoniques 5 et 40, c'est à dire pour les longueurs d'onde comprises entre 8000 et 1000 km. Il a été présenté à l'Assemblée d'Automne de l'AGU et est disponible à la communauté par Internet (sous <http://op.gfz-potsdam.de>). Il s'en est suivi une version EIGEN-2S, en 2002, qui a bénéficié d'une amélioration des standards du calcul d'orbite, d'un nouveau prétraitement des données accélérométriques STAR, et surtout de 4 nouveaux mois de données, fin 2001, lorsque l'altitude du satellite a approché les 400km, l'objectif demeurant un traitement complet de la mission pour l'étude notamment des variations temporelles du champ. Depuis le satellite a été remonté par deux fois d'une dizaine de kilomètres pour parfaire l'autre volet de la mission qui est le champ magnétique et assurer en outre sa durée de vie prévue de 5 ans.

Les améliorations apportées par CHAMP se distinguent principalement au niveau du géoïde qui a gagné en résolution (cf. Figure 2), et précision aux grandes longueurs d'onde (cf. Figure 3) jusqu'à une résolution de 500 km. (degré 40 des harmoniques sphériques). Elles se constatent également dans la propagation de l'erreur radiale d'orbite, par exemple à l'altitude du satellite Envisat (cf. Figure 4) Cependant, les modèles EIGEN n'améliorent que très partiellement les calculs d'orbite d'autres satellites, comme cela se constate sur les résidus des mesures de suivi de certains satellites géodésiques (cf. Table 1). Sans doute la part d'erreur due aux autres modèles de force est-elle plus substantielle.

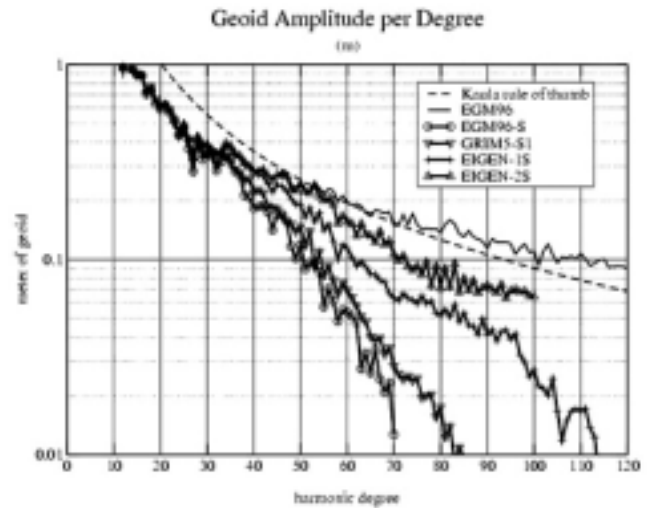


Fig. 2 : comparaison des puissances spectrales (converties en hauteur de géoïde) des modèles EIGEN et GRIM5.

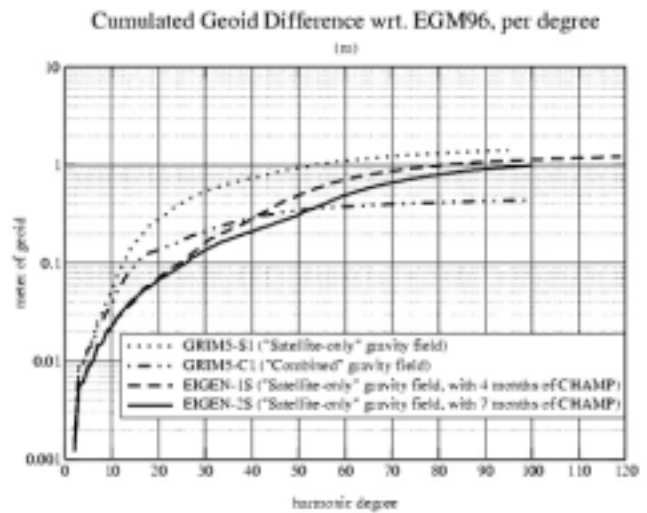


Fig. 3 : comparaison des erreurs cumulées sur le géoïde des modèles EIGEN et GRIM5 par rapport à EGM96.

EXPECTED RADIAL ORBIT ERROR AS A FUNCTION OF INCLINATION FROM COVARIANCE MATRICES

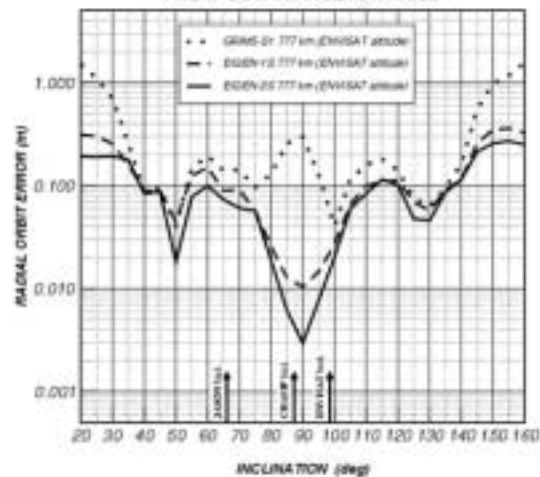


Fig. 4 : comparaison de la part des erreurs radiales d'orbite à l'altitude d'Envisat (777 km) dues aux modèles EIGEN et GRIM5.

Il est à noter que le traitement des données de CHAMP s'avère très coûteux en temps de calcul. C'est une caractéristique des nouvelles missions qui utilisent le système de suivi GPS. D'une part le nombre de mesures devient considérable du fait de la couverture continue d'au moins 4 satellites GPS à la fois et d'autre part le nombre de coefficients ajustés du potentiel terrestre (et donc d'inconnues du système inverse) augmente du fait de la basse altitude des orbites. Dans l'attente de nouveaux moyens informatiques, il a été difficile de traiter de nombreux mois de mesure, fait qui a renforcé la coopération avec le GFZ dans un but de préparation et de partage des exploitations. A titre d'exemple, le calcul d'une équation normale correspondant à un champ de gravité développé au degré 140 en fonctions harmoniques sphériques prend dorénavant 2h30 CPU sur le nouvel IBM du CNES alors qu'il prenait 10h CPU sur le CRAY jusque fin 2002.

L'ACCÉLÉROMÈTRE STAR, INSTRUMENT DE LA MISSION CHAMP

Dès l'allumage de l'accéléromètre STAR à bord de CHAMP, le 20 juillet 2000, son comportement a été scruté et analysé par l'équipe du Département de Géodésie Terrestre et Planétaire (Division de Géodésie du CNES, membre du GRGS) qui avait la responsabilité de l'étalonnage pendant la phase d'évaluation des instruments de CHAMP, phase qui s'est étalée jusqu'à 9 mois après le lancement. STAR est un accéléromètre ultra sensible qui délivre les accélérations linéaires dans les 3 directions du repère satellite (radial, tangential, normal) ainsi que les accélérations angulaires (roulis, lacet, tangage). La précision de l'instrument est de l'ordre de $3 \cdot 10^{-8} \text{ m/s}^2/\text{Hz}^{1/2}$ en radial et $3 \cdot 10^{-9} \text{ m/s}^2/\text{Hz}^{1/2}$ dans les autres directions sur une plage de 10^{-1} Hz à 10^{-4} Hz .

Cependant, plusieurs problèmes ont été détectés, comme une dérive de l'accélération radiale et une dépendance hors spécification à la température. Il s'avère en outre que l'instrument est très sensible à l'environnement satellitaire (mécanique ou électrique) : les vibrations du mât du satellite générées par les manœuvres d'attitude produisent des signaux parasites et de nombreux pics d'accélération paraissent liés à des variations thermiques des panneaux du satellite ou au déclenchement des thermostats à bord. Une analyse exhaustive des signaux accélérométriques a donc été réalisée, conduisant à un processus de filtrage pour une utilisation des données en calcul d'orbite. Le comportement des mesures dans l'axe radial a été modélisé par les comparaisons aux modèles de forces non gravitationnelles utilisés dans le calcul de l'orbite grâce aux données laser et GPS. Dix jours de mesures GPS ont été délivrés par le GFZ dans un premier temps, sur lesquels nous avons mis à niveau les logiciels de pré-traitement et le traitement des mesures GPS. Un effort d'automatisation des exploitations a été fait pour pouvoir traiter rapidement les données. Un premier essai de modélisation du champ de gravité sur les premiers 10 jours de données GPS disponibles avait montré une amélioration sensible de la qualité des orbites restituées, les résidus lasers passant du mètre au décimètre.

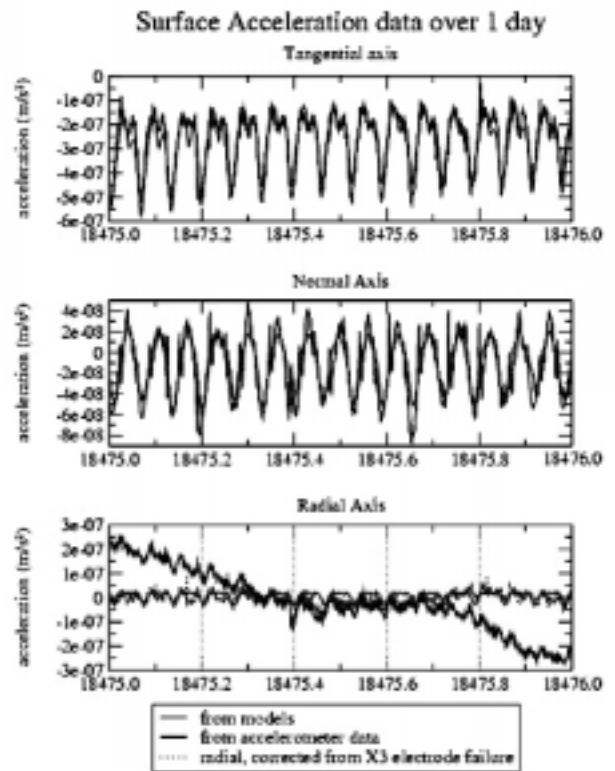


Fig. 5 : exemple de données STAR comparées aux modèles d'accélérations non gravitationnelles sur une journée.

Cette phase post-lancement s'est étalée officiellement jusqu'à la revue finale (juin 2001), où l'activité et les résultats obtenus ont été présentés à nos partenaires. Il est apparu que la bonne interprétation des mesures accélérométriques, compte tenu en particulier des problèmes détectés sur une électrode, requérait des études approfondies. Des travaux complémentaires ont donc été effectués, non seulement par le GRGS mais aussi par l'ONERA et le CNES qui a mis en place un groupe d'expertise sur l'accéléromètre. Fin 2001, une solution aux anomalies de la voie X3 semblait trouvée. Restait à la valider en calcul d'orbite et du champ de gravité.

La chronologie de l'activité a été la suivante :

- juin 2001 : fin de la "commissioning phase" : les conclusions essentielles des 10 mois d'activité sur l'évaluation et l'étalonnage des mesures accélérométriques sont les suivantes :
 - l'instrument assure une continuité de fonctionnement remarquable et des performances de stabilité et de résolution meilleures que les spécifications pour 2 des 3 composantes de mesure d'accélérations de translation,
 - 3 mesures d'accélération (une translation et deux rotations) ont un comportement anormal (dérive, sensibilité thermique) qui met en cause le bon fonctionnement de la paire d'électrode (dénommée X3) de l'accéléromètre (la seule commune à ces 3 mesures),
 - des formes de signaux inattendues et pour certaines inexplicables (sauts, pics, oscillations...) affectent les données,

- L'estimation a posteriori des paramètres d'étalonnage de l'instrument s'avère nettement plus complexe que prévue. Les données accélérométriques deviennent accessibles aux différents investigateurs scientifiques déclarés.
- Juillet 2001 : les activités d'étalonnage en vol de l'instrument et les premiers résultats d'orbitographie précise sont présentés (Bruinsma et Biancale, 2001 ; Biancale et al., 2001).
- Septembre - décembre 2001 : poursuite des études d'analyse du comportement de l'accéléromètre. Les deux points critiques restent le dysfonctionnement de l'électrode X3 et l'existence de nombreux sauts du niveau moyen du signal. Ces études contribuent au rapport d'une commission d'expertise mise en place par le CNES.
- Novembre 2001 : l'ONERA livre ses conclusions de l'analyse du comportement défaillant de l'électrode X3 de l'accéléromètre dans un rapport interne. La panne d'un amplificateur connecté à l'une des deux électrodes de la paire X3 est retenue parmi différentes hypothèses. Une nouvelle combinaison des tensions aux bornes des 5 autres couples électrodes est proposée pour corriger le défaut de l'instrument. Elle simplifie l'étalonnage de la voie radiale et résorbe le phénomène de dérive ainsi que l'effet de sensibilité thermique (cf. figure 5).
- Décembre 2001 : l'apport de l'accéléromètre à la restitution dynamique de l'orbite de CHAMP et à l'amélioration du modèle de champ de gravité de la Terre est démontré et présenté à la réunion d'automne de l'American Geophysical Union. Une première version d'un modèle global de champ de gravité de la Terre incluant les données du satellite CHAMP est réalisée.

L'année 2002 marque la fin des activités "projet" du CNES et le début de la phase d'exploitation scientifique des données. En particulier, la chaîne "archivage, pré-traitement, traitement et analyse (surveillance)" des données accélérométriques fonctionne dorénavant de façon automatisée et routinière.

La poursuite des études des "points ouverts" identifiés par la "Commission d'expertise des anomalies sur les mesures de l'accéléromètre STAR du satellite CHAMP" fin 2001 a permis un certain nombre d'avancées sur la compréhension de l'instrument (correction du signal "radial", détection des sauts, équation d'étalonnage...). Ces résultats ont fait l'objet d'une présentation et d'une publication dans les actes du "CHAMP Science meeting" à Potsdam (Janvier 2002) ainsi que d'une présentation à l'Assemblée de l'EGS (Avril 2002).

MODÉLISATION DE LA THERMOSPHÈRE : MODÈLE DTM

En marge du champ de gravité, l'instrument STAR délivre une information quasi directement utilisable en vue de la modélisation de la thermosphère terrestre. En effet, les caractéristiques orbitales (une orbite quasi polaire et circulaire à une altitude descendant de 460 km à 250 km en une période nominale de 5 ans pendant laquelle l'activité

solaire passe de son maximum à son minimum) rendent la mission CHAMP très intéressante pour des études sur la haute atmosphère.

Les données accélérométriques sur une année de la mission ont été analysées et une procédure, dont le cœur consiste à soustraire les effets des pressions de radiation, a été mise en place pour calculer la densité atmosphérique. Cette procédure, qui consiste à extraire la partie frottement de l'observation prétraitée de STAR et ensuite à dériver la densité de cette quantité, a été développée dans le cadre d'un projet fin d'étude en 2001, puis appliquée pour analyser et confronter l'information fournie par l'accéléromètre par rapport au modèle DTM2000 développé parallèlement sur la base d'anciennes missions, telles celles embarquant des spectromètres de masse (Dynamic Explorer) ou des interféromètres (WINDII/UARS), et utilisant l'indice MgII d'activité solaire. Un nouveau modèle de thermosphère intégrant les données accélérométriques et les avancées de DTM2000 est attendu en 2003.

GRACE

Le couple de satellites GRACE a été mis sur orbite le 17 mars 2002 depuis la base de Plesetsk. Positionnés face à face à 500 km d'altitude sur une orbite polaire, les deux satellites jumeaux pourvus comme CHAMP d'un accéléromètre (toutefois 10 fois plus sensible), d'un récepteur GPS et de coins de cube laser se suivent à environ 200 km de distance. La particularité du système réside dans la mesure extrêmement précise (à 10 micromètres près), mais relative, réalisée continûment entre les 2 satellites par ondes électromagnétiques croisées en bandes K et Ka (respectivement 24 et 32 GHz). La phase d'étalonnage des instruments n'étant pas terminée en 2002, peu de données ont été disponibles. Néanmoins, les logiciels de traitement ont été modifiés pour prendre en compte les caractéristiques de GRACE, et des comparaisons avec le GFZ (co-PI de la mission avec le groupe Center of Space Research, CSR, Texas, USA) menées de façon à ce que les traitements puissent débiter dès la mise à disposition des données.

GOCE

Cette mission (Gravity field and Ocean Circulation Explorer) fera suite à GRACE dont elle est complémentaire. Le GRGS aura un rôle important dans le traitement des données et la détermination d'un nouveau modèle de champ de gravité à haute résolution (100 km, voire mieux), dans le cadre du consortium européen (EGG-C) monté par G. Balmino en 2000 et établi officiellement en 2001. Ce rôle consiste en la responsabilité, partagée avec le GFZ, de l'ensemble des calculs par la méthode dite "directe" (par opposition à des approches semi-analytiques qui seront entreprises par d'autres équipes du consortium).

GOCE est développé par l'ESA, et la phase B a été conduite en 2001-2002. Cette phase a consisté essentiellement en des études approfondies du satellite (plate-forme et sous-systèmes, en particulier la compensation de traînée

et la reconstitution fine de l'attitude) et des instruments (en particulier le gradiomètre), par un consortium industriel avec ALENIA Spazio (Italie) comme maître d'œuvre. Le lancement est pour l'instant prévu début 2006, un glissement certain s'étant opéré du fait de retard de démarrage des études industrielles et par suite de difficultés estimées (et programmées) de réalisation de certaines composantes du système.

Les activités de l'équipe impliquée dans GOCE ont consisté en :

- Participation aux travaux de définition des tâches prévues du consortium, dans le cadre de l'étude "Pre-EGGc" pilotée par l'ESA : établissement préliminaire des standards de traitements, définition de la base de données et de produits, aide au prétraitement (et raffinements envisageables), orbites précises, calculs de modèles de champ (par quatre classes de méthodes - y compris les solutions régionales), évaluations des solutions, interface avec les études scientifiques aval ; un certain nombre de documents techniques ont été rédigés (e.g. documents sur les standards, sur la base de données-produits, architecture générale des logiciels, plan de développement, plan de validation des logiciels...).
- Achèvement et tests des algorithmes de calcul du tenseur gradient de gravité pour toutes les forces conservatrices (champ statique, marées solides et océaniques, attraction gravitationnelle atmosphérique, autres variations temporelles du champ). Ces algorithmes ont été développés extérieurement au logiciel GINS (Géodésie par Intégrations Numériques Simultanées) et ont conduit à des tests croisés complets. Des simulations progressivement de plus en plus réalistes sont prévues d'ici au lancement.
- Analyse des problèmes de filtrage des équations d'observations de gradients de gravité, liées à la bande passante de l'instrument gradiomètre. Des essais avec des filtres récursifs ont été effectués sur les observations ; reste à adapter ces algorithmes dans le logiciel GINS et pour les dérivées partielles des observations également.
- Participation au "Mission Advisory Group" de GOCE dont le rôle est de suivre les développements programmatiques et industriels et de préparation scientifique (travaux de EGG-C, incitation des communautés concernées par l'utilisation des modèles de géopotential), et de conseiller l'ESA dans ces domaines.

CONCLUSION

Après la production, en coopération franco-allemande, de modèles globaux "classiques" du champ de gravité terrestre, dont les solutions GRIM 5 sont en quelque sorte l'aboutissement, on peut dire que ce domaine d'activités est entré dans une nouvelle ère, avec des missions dédiées à la cartographie spatio-temporelle du champ. Ces missions mettent enfin en œuvre, grâce aux avancées technologiques dans le domaine spatial, quatre principes fondamentaux, reconnus depuis longtemps, pour la détermination de meilleurs modèles globaux : altitude la plus basse

possible du (des) satellite(s), suivi continu de la trajectoire, mesure directe des forces non conservatrices, accroissement de la résolution atteignable par différentiation (e.g. mesures de variations de distance entre deux satellites proches l'un de l'autre, mesures de gradients de gravité). Les équipes françaises sont au cœur de ces avancées. La première de ces missions, CHAMP, est précurseur des suivantes par la réalisation des trois premiers principes précités, avec son altitude (actuelle) de 400 km environ, le suivi par GPS et l'accéléromètre français STAR. Les résultats déjà obtenus (modèles EIGEN 1,2), toujours en coopération avec le groupe allemand GFZ, sont remarquables pour la connaissance des grandes variations latérales du géopotential, et laissent augurer des progrès significatifs compte tenu de la durée de vie estimée du satellite. La seconde mission, GRACE, met en œuvre, et en outre (par rapport à CHAMP) deux satellites co-orbitant proches munis d'accéléromètres encore plus sensibles (Super-STAR) ; elle promet, par la mesure de distance inter-satellites extrêmement précise, des possibilités de suivre les variations temporelles du champ de gravité (liées aux redistributions de masses) avec grande finesse (jusqu'à l'échelle de 300 km). Le GRGS s'est préparé au traitement des données de cette mission. Enfin ces mêmes équipes se préparent, dans le cadre d'un consortium européen, à l'utilisation des données de la troisième mission dédiée, GOCE, qui devrait être lancée par l'ESA en 2006 (sur une orbite d'altitude 250 km) ; le niveau de difficultés à surmonter est très grand (compréhension fine du système satellite-gradiomètre et des mesures, complexité numérique du problème inverse) mais nous profiterons de l'expérience acquise avec CHAMP et GRACE.

PUBLICATIONS

- Biancale, R., G. Balmino, J-M. Lemoine, J.C. Marty, B. Moynot, F. Barlier, P. Exertier, O. Laurain, P. Gegout, P. Schwintzer, Ch. Reigber, A. Bode, R. König, F-H. Massmann, J-C. Raimondo, R. Schmidt, S.Y. Zhu : A new global Earth's gravity field model from satellite orbit perturbations : GRIM5-S1, *Geophysical Research Letters*, Vol. 27, No. 22, pages 3611-3614, Nov. 15, 2000.
- Gruber, Th., A. Bode, Ch. Reigber, P. Schwintzer, G. Balmino, R. Biancale, J-M. Lemoine : GRIM5-C1 : Combination solution of the global gravity field to degree and order 120, *Geophysical Research Letters*, Vol. 27, No. 24, pages 4005-4008, Dec. 15, 2000.
- Balmino, G. : New space missions for mapping the Earth's gravity field, *C. R. Acad. Sci., Paris, t.2, Série IV*, p. 1353-1359, 2001.
- Balmino, G. : Workshop, proceedings, *The European GOCE Gravity Consortium (EGG-C), International GOCE User. ESA-WPP-188*, p. 7-12, 2001.
- Moreaux, G. : Impact of some land hydrological phenomena on GOCE mission, accepté à *Geophys. Res. Letters*, 2001.
- Biancale, R., J-M. Lemoine, F. Perosanz, S. Loyer and S. Bruinsma : STAR Accelerometer Data Processing and Results - Part I, paper AAS 01-333, *AAS/AIAA Astrodynamics Specialist Conference, Quebec City, Quebec, Canada*,

2001.

Bruinsma, S. and R. Biancale : STAR Accelerometer Data Processing and Results : Part II, paper AAS 01-333, AAS/AIAA Astrodynamics Specialist Conference, Quebec City, Quebec, Canada, 2001.

Thuillier, G. and S. Bruinsma : The MgII index for upper atmosphere modelling, *Annales Geophysicae* 19 : 219-228, 2001.

Bruinsma, S., F. Vial, G. Thuillier : Relative density variations at 120 km derived from tidal wind observations made by the UARS/WINDII instrument, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 64:13-20, 2001.

Reigber, Ch., G. Balmino, P. Schwintzer, R. Biancale, A. Bode, J.-M. Lemoine, R. Koenig, S., Loyer, H., Neumayer, J.C. Marty, F. Barthelmes, F. Perosanz, S.Y., Zhu : A high quality global gravity field model from CHAMP GPS tracking data and Accelerometry (EIGEN-1S). *Geophysical Research Letters* 29 (14), 10.1029/2002GL015064, 2002.

Reigber, Ch., P. Schwintzer, K.-H. Neumayer, F. Barthelmes, R. König, Ch. Förste, G. Balmino, R. Biancale, J.-M. Lemoine, S. Loyer, S. Bruinsma, F. Perosanz, T. Fayard : The CHAMP-only EIGEN-2 Earth Gravity Field Model, *Advances in Space Research*, submitted Nov. 2002.

RAPPORTS

Buchet, G. : Etude des éléments de bas degré du champ de gravité terrestre, Rapport de stage CNES, 1999.

Desse et Mailhac : Simulation du mouvement d'attitude d'un satellite artificiel par accélérométrie, Rapport de stage CNES, 1999.

Montier, L. : Implémentation d'un programme appliqué à la résolution des grands systèmes linéaires par la méthode des gradients conjugués pré conditionnés, Rapport de stage CNES, 1999.

Balmino, G., R. Rummel, P. Visser, P. Woodward : GOCE, Report for mission selection; the four candidate Earth Explorer core missions, Pub. SP-1253 (1), Granada, ESA, 1999.

Balmino, G. : Eötvös to Milligal, Scientific Data Processing Algorithms, some comments and input. E2mG, Final Study Report, ESA, 1999.

Lavigne, V. : Modélisation du champ global de gravité de la Terre à haute résolution, rapport de stage CNES/INSA, juin 2000.

Sourget, F. : Implantation du filtre de Kalman en ajustement d'orbite, rapport de stage CNES/INSA, août 2000.

Leroy, L. : Modélisation du champ de gravité de la planète Mars, rapport de stage CNES/ENSMA, octobre 2000.

Perret, A., R. Biancale, A.L. Camus, J.M. Lemoine, T. Fayard, S. Loyer, F. Perosanz, and M. Sarrailh : STAR commissioning phase calibration/validation activities by CNES, Report DSO/ED/TU/EI 65-2001, 2001, Toulouse, France.

Maréchal, L. : Rapport de la commission d'expertise des anomalies sur les mesures de l'accéléromètre STAR du satellite CHAMP, Rapport CNES, décembre 2001 (pour mémoire).

Touboul, P. et B. Foulon : Accéléromètre STAR, Analyse du comportement de l'électrode X3, Rapport Technique ONERA n° 1/05559 DMPH, novembre 2001 (pour

mémoire).

Wermuth, M. : Adjustment of CHAMP Accelerations with Orientation Data, Technical Note, GRGS/Toulouse, 2001.

Loyer, S. : Traitement des données CHAMP, Note technique NOVELTIS-3059-NT-829.1.0, septembre 2001

Caullet, C. : Traitement différencié des mesures GPS, Rapport de stage CNES, septembre 2001.

Campos, S. : Modélisation des satellites SPOT2, SPOT4 et Jason dans le logiciel GINS, rapport de stage CNES, septembre 2001.

Perret A. : Bilan du projet CHAMP. DSO/ED/TU/EI N° 039-2002.

Perosanz, F, R. Biancale, S Loyer, J.-M. Lemoine, A. Perret, P. Touboul, B. Foulon, G. Pradel, L. Grunwald, T. Fayard, N. Vales, M. Sarrailh : On Board Evaluation of the STAR Accelerometer, Proceedings : First CHAMP science meeting, Potsdam Jan. 22-25, 2002.

Bruinsma, S., R. Biancale : Total density retrieval with STAR, Proceedings : First CHAMP science meeting, Potsdam Jan. 22-25, 2002.

Marchipont Y. : Utilisation des paramètres stochastiques pour le calcul d'orbite. Rapport de stage CNES/INSA, août 2002.

Monteil, B. : Etude des variabilités temporelles du champ de gravité. Rapport de stage CNES/ISMAG, août 2002.

Vers une orbitographie centimétrique des satellites océanographiques

TOWARDS A CENTIMETRICAL ORBITOGRAPHY FOR OCEANOGRAPHICAL SATELLITES

**P. EXERTIER¹, J. NICOLAS¹, P. BONNEFOND¹, P. WILLIS²,
J.P. BERTHIAS³, O. LAURAIN¹, and F. BARLIER¹**

¹Observatoire de la Côte d'Azur, départ. CERGA,
av. Copernic, 06130 Grasse

²IGN, 2, av. Pasteur, 94160 Saint-Mandé

³CNES, 18 av. Edouard Belin, 31401 Toulouse Cedex 4

ABSTRACT

The results obtained in the sea surface topography at the planetary scale are more and more precise thanks to radar altimetry technique over the oceans. To a large extent, they are based on extremely accurate orbit determination as well as on progress of radar technology. To get valuable results over long periods of time, the orbit quality has to be controlled on a permanent basis in a very stable geodetic reference frame. If we look back over the past 25-year, the radial orbital accuracy has decreased from about 1 m for GEOS-3 satellite in 1975-1978 to 2-3 cm for TOPEX/Poseidon (T/P) in 2000 and 6 cm for ERS-2. All these progresses have clearly generated new prospects in oceanography. However, a dedicated effort is always required to maintain and to improve such a performance over very long terms. Two different approaches have to be simultaneously considered in order to compute and to control altimeter satellite orbit determination: the first one is based on a global orbit determination (dynamic or reduced-dynamic method), the second one is based on short-arc technique to improve and to control locally a global orbit determined by a "global coverage" tracking technique, such as DORIS or GPS. In the global orbit determination, it is also possible to combine the orbital tracking satellite data by different ways and to compare the results between the different orbit determinations by overlapping techniques on the radial component. All these methods have been used and by this way, a validation of a global orbit and an orbit quality control had been performed at the level of 2-3 cm for T/P orbit, at the level of 1-2 cm in the case of Jason-1 and at the level of about 4 cm for ENVISAT. The Satellite Laser Ranging (SLR) technique has proven to be very efficient to track altimeter satellites (notably) either to determine accurately their orbit when no other data were available (ERS-1, Geosat-Follow-On) or to control the orbit quality when many other tracking data were available. In the orbit determination, the errors induced by

the station coordinates or by the gravity field (e.g. geographically correlated errors) or by non-gravitational forces also have to be estimated in time and space for oceanographic missions. The non-gravitational forces play comparatively a more important role. The current missions proved that the standard deviation estimate or the rms of satellite tracking data is a good way to perform analysis of error sources and finally to confirm the validation of precise orbits. We give results and estimates from different authors, for different satellites and for different periods.

In this effort of orbit calibration and validation, it is of great importance to emphasize the role of dedicated sites as set up in Corsica at Ajaccio and Senetosa Cape or at Harvest in California to apply in the best possible conditions the "short arc technique" in a quasi-geometric mode, by using local laser tracking data. This makes precisely possible not only the validation of orbits, but also the altimeter calibration.

Herein, we present different results of these orbit determinations and their validation. Concerning the orbit of Jason-1, the best orbit has been obtained in using simultaneously GPS and DORIS data in the "reduced dynamic mode".

1. INTRODUCTION

L'altimétrie spatiale permet de mesurer, à chaque instant, la distance entre le satellite et la surface marine à l'aide d'un radar altimètre embarqué pointé au nadir. Si l'on veut pouvoir déduire des mesures la topographie instantanée de la surface de l'océan dans un repère de référence terrestre (géocentrique), le satellite doit être repéré par rapport à ce référentiel. Les progrès accomplis dans la mesure des grandeurs utiles en océanographie spatiale, comme le niveau de la mer à différentes échelles de temps et d'espace, reposent sur la maîtrise de plusieurs métrologies et en premier lieu la métrologie de l'orbite, elle-

même fondée sur la maîtrise de plusieurs facteurs :

- la connaissance du champ de gravité de la Terre et des forces non-gravitationnelles gouvernant le mouvement du satellite,
- le repérage des stations de poursuite dans un référentiel homogène de la meilleure qualité possible, en pratique les solutions de l'ITRF,
- l'amélioration des techniques de poursuite de satellites (mesures de distances par la télémétrie laser ou de différences de distances entre la Terre et le satellite par les systèmes DORIS et PRARE, ou encore mesures GPS directement entre la constellation et le satellite à positionner).

Ces dernières années, la géodésie spatiale a progressé sur l'ensemble de ces facteurs. De plus, les missions altimétriques se sont équipées de l'instrumentation nécessaire pour la combinaison de différentes techniques de poursuite (comme DORIS, GPS et la télémétrie laser sur JASON-1), chaque technique ayant sa spécificité, ses biais, ses dérives temporelles, son spectre d'erreur. Car c'est bien la combinaison de ces techniques qui est susceptible d'apporter la meilleure exactitude sur la position du satellite, ce qui permet aujourd'hui d'atteindre une orbitographie quasi centimétrique des satellites océanographiques. Sur le plan du long terme, à plus de dix ans, il faut pouvoir combiner les observations de plusieurs missions spatiales successives, avec parfois des données plus anciennes. C'est là un enjeu très important pour l'océanographie, à savoir celui de l'observation et du suivi du niveau moyen des mers au niveau du mm/an, voire mieux, sur plusieurs décennies. Dans ce but, depuis plus de dix ans, plusieurs missions spatiales ont été programmées. Les techniques de poursuite et les méthodes de traitement de leurs mesures ont fortement contribué à améliorer la détermination d'orbite précise. Enfin, la qualité des modèles et des repères de référence n'a cessé de croître. Le système altimétrique est aujourd'hui en mesure de produire des résultats tout à fait novateurs et pertinents par rapport à la problématique des changements globaux de la planète.

Cet article présente l'évolution de la qualité des orbites (essentiellement la composante radiale, i.e. l'altitude) des satellites océanographiques au cours des quatre dernières années. Il met en évidence les travaux développés et leurs limites, afin de dégager les efforts à mener dans l'avenir pour atteindre un niveau de précision encore meilleur et pour pérenniser l'ensemble.

2. ENJEUX Océanographiques D'UNE ORBITOGRAPHIE CENTIMÉTRIQUE

2.1. ENJEUX Océanographiques

L'océan et l'atmosphère jouent un rôle majeur en climatologie et en météorologie, comme nous pouvons l'expérimenter au quotidien. L'océan, qui recouvre plus de 70 % de la surface de la planète, est un stabilisateur du climat mondial. Il existe un couplage physique entre l'atmosphère et les océans. Le rôle géochimique des océans doit aussi être souligné dans l'équilibre de la composition de l'atmosphère en raison notamment de ses immenses capaci-

tés d'absorption, comme le gaz carbonique d'origine anthropique. Les mécanismes d'interaction océan-atmosphère, bien que très complexes, sont donc essentiels à connaître et à découvrir.

En moyennant sur un intervalle de temps donné la surface topographique mesurée et en corrigeant au mieux les divers effets océaniques, on obtient une surface moyenne des océans sur cet intervalle de temps. Cette surface contient le signal du géoïde marin et celui de la topographie dynamique (les courants). L'étude de la topographie des océans donne accès à la circulation océanique, aux marées et au relief sous-marin. Mais il est alors tout à fait essentiel de connaître très précisément le géoïde avec une résolution spatiale très importante (voir le défi de la future mission GOCE de l'Agence Spatiale Européenne, Woodworth et al., 1998). Cela nécessite aussi de séparer ces différentes contributions d'autres effets, comme ceux de la pression atmosphérique et des vents ou ceux des courants de profondeur non mesurables depuis les satellites. Enfin, tout ceci nécessite de disposer de modèles, que la communauté s'attache aussi à développer.

Une autre application des études d'océanographie concerne l'évolution du niveau moyen des mers qu'il faut mesurer le plus précisément possible. Ces variations résultent de modifications de diverses composantes du système climatique à différentes échelles. Les mesures de ces variations ont de forts impacts au niveau écologique pour l'étude de l'impact de l'actuel réchauffement climatique de la planète. En outre, on observe des différences très significatives dans les variations temporelles du niveau moyen d'une région océanique à une autre. De larges phénomènes transitoires peuvent également être mis en évidence dans les mesures altimétriques, comme El Niño, la propagation des ondes de Rossby ou les tourbillons de moyenne échelle.

Pour atteindre des effets dont la variabilité relative est de l'ordre de quelques mm/an, de longues séries temporelles d'observations précises (centimétriques) et en continu sont nécessaires. Ceci est dorénavant possible grâce aux missions altimétriques.

Par exemple, le satellite TOPEX/Poséidon (T/P) a permis de détecter une évolution du niveau global des océans d'environ 2,5 mm/an entre 1993 et 2000, principalement causée par leur expansion thermique (Cabanes et al., 2001). En parallèle, les mesures de T/P ont permis pour la première fois de cartographier les variations géographiques de cette dérive du niveau global. L'évolution des mers quasi-fermées, comme la Méditerranée (Cazenave et al., 2002), est également concernée par ces études en raison de ses implications climatiques régionales importantes (Bonnefond et al., 1995; Larnicol et al., 1995; Ayoub, 1997; Cazenave et al., 1999). Enfin, l'altimétrie radar joue certes un rôle central dans notre connaissance des océans, mais il faut aussi noter l'apport de très nombreuses mesures in situ (marégraphes, bouées, etc.) qui sont faites et continueront d'être faites, et les efforts menés avec succès sur la modélisation numérique du comportement dynamique des océans (marées, forçages, etc.).

Par une meilleure compréhension des mécanismes de l'océan global, ces études permettent aujourd'hui de réali-

ser des prédictions océaniques comme on le fait pour la météorologie (programme français MERCATOR) (voir le site Internet AVISO du CNES : www.jason.oceanobs.com)

2.2. MISSIONS ALTIMÉTRIQUES, LES RAISONS DE LEUR SUCCÈS

Depuis la mission américaine SEASAT (1978), les programmes d'altimétrie spatiale ont connu un essor considérable, en raison de l'intérêt porté aux résultats de la recherche en océanographie et des liens avec la météorologie et la climatologie (température, courants océaniques, instabilités comme El Niño, etc.). Les résultats des missions altimétriques plus récentes, comme T/P (1992) et ERS (1991 puis 1995), fondés sur des données beaucoup plus nombreuses, plus précises, homogènes et très complémentaires, ont bouleversé notre connaissance du système océan. Les missions actuelles, JASON-1 (2001) et ENVISAT (2002), de par la continuité de leurs mesures avec celles des précédentes missions, apporteront bien évidemment un complément d'information capital pour la compréhension fine des océans et de leur interaction avec l'atmosphère, tous deux garants de la stabilité climatique de la planète. Aujourd'hui, l'enjeu de ces nouvelles missions d'océanographie spatiale est de mesurer les variations relatives du niveau moyen global des océans avec une précision meilleure que le millimètre par an. La qualité des orbites est prépondérante dans toute analyse, sur le plan du court terme (quelques révolutions) comme sur le plan du long terme (plusieurs années), afin de réduire le plus possible la propagation des erreurs d'orbite sur l'estimation du niveau des océans et de ses variations. La connaissance imparfaite de l'orbite des satellites océanographiques a longtemps limité l'exploitation des données altimétriques au niveau de plusieurs centimètres et au-delà (Table 1).

TABLE 1 : 25 ANNÉES DE MISSIONS ALTIMÉTRIQUES :

*Erreur radiale d'orbite prévue, précision de l'altimètre radar et erreur radiale d'orbite obtenue effectivement (et plus récemment avec de nouveaux modèles) en centimètres ; de (Cheney, 1995 ; Barlier et Lefèbvre, 2001). Laser comme système de poursuite unique (**), ou pas (*).*

	SLR	dates	Exp. Rad. Orb. Err.	Altim precis.	Radial Orb. Err.
GEOS-3	*	75-78	200	15	100
Seasat	*	78	200	9	75 (20)
Geosat		85-89	100	7	40 (15)
ERS-1	**	91-00	20	4	20 (3-4)
T/P	*	92-	12-13	3-4	4 (2-3)
GFO	**	98-	5	4	10-15
ERS-2	*	95-	15	4	6
Jason-1	*	2001-	<4	(2.5)	obj. : 1
EnviSat	*	2002-	10	3-4	obj. : 3

La méconnaissance du champ de gravité a été le premier facteur limitant. Cependant, avec les progrès obtenus grâce aux modèles récents comme GRIM5 et EGM96 (Biancale et al., 2000 ; Tapley et al., 1996), les erreurs

dans le calcul des forces non gravitationnelles (pression de radiation solaire directe, albédo terrestre, freinage atmosphérique, effets thermiques sur le satellite) ont peu à peu joué un rôle plus important (Table 2). Mais là aussi, une nette diminution des erreurs d'orbite a été obtenue grâce à l'introduction, plus ou moins systématique dans les modèles non gravitationnels, de coefficients d'accélération empirique et/ou stochastique à caractère "pseudo-modélisateur" (Crétaux et al., 1994). Ces coefficients sont en effet estimés avec une erreur d'autant moins grande que les données sont plus nombreuses et bien réparties le long de la trajectoire (Barotto and Berthias, 1996). C'est la raison pour laquelle il est capital pour une mission altimétrique de se doter d'une ou de plusieurs techniques spatiales de poursuite à caractère permanent, comme seules les techniques radio-électriques peuvent le permettre : DORIS ou PRARE depuis le sol (réseau mondial de balises ou de stations) et/ou GPS depuis l'espace (constellation de satellites). Toutes les missions altimétriques qui ont eu des pannes sur ces derniers systèmes, ont vu leur performance systématiquement dégradée principalement à cause d'un calcul d'orbite alors moins exact. Dans ces cas, c'est la technique de poursuite par télémétrie laser (Satellite Laser Ranging, SLR) qui peut être le dernier recours à la détermination d'orbite. Il faut noter de plus que de nouveaux systèmes de géodésie spatiale pourront être embarqués dans l'avenir : GLONASS (Willis et al, 1999 ; Willis 2001) ou GALILEO. Il est fort probable que l'utilisation combinée de ces nouveaux systèmes (tout au moins GALILEO) permettra d'améliorer encore la précision et l'intégrité des résultats d'orbitographie.

La mesure altimétrique doit aussi être corrigée des effets d'un certain nombre de paramètres physiques. L'onde radar a en effet une vitesse de propagation qui dépend du milieu traversé, notamment de l'ionosphère et de la troposphère (composantes sèche et humide). Le processus de réflexion de l'onde sur l'océan est aussi très complexe et dépend tant de la hauteur des vagues que de la force du vent à la surface de l'eau, facteurs qui modifient les propriétés de réflectivité. Afin d'obtenir le maximum de bénéfices scientifiques des missions spatiales d'océanographie, il faut tenir compte au mieux des différentes sources d'erreur concernant l'estimation des délais de propagation des ondes radar dans l'ionosphère et la troposphère, le biais d'état de mer, sans oublier les erreurs instrumentales. Il est donc indispensable d'étalonner soigneusement et régulièrement les altimètres radar. Pour chaque mission, on a ainsi développé des sites d'étalonnage (Francis, 1992 ; Mitchum, 1994 ; Christensen et al., 1994 ; Ménard et al., 1994).

Sur le plan du long terme et afin d'éviter une dérive du système altimétrique au niveau du mm/an, à savoir une dérive de tous les instruments et/ou modèles mis en jeu dans la mesure, la notion de contrôle permanent a pris une importance considérable, notamment au cours de la mission T/P. Des campagnes d'étalonnage et de validation, communément appelées CALVAL, sont réalisées aujourd'hui, de façon permanente, en quelques points particuliers du globe (Harvest Californie, en Corse et un site en préparation en Tasmanie) où sont co-localisées plusieurs techniques (marégraphes, DORIS, télémétrie laser, GPS, radiomètres).

Ce genre d'expérience doit si possible se maintenir sur la durée afin de pérenniser la précision de l'ensemble (Haines and Ménard, 2000), et d'assurer le passage d'une mission à une autre sans produire de décalage sensible entre les différentes séries temporelles de mesures.

2.3. GÉODÉSIE SPATIALE EN RÉPONSE AUX BESOINS DES MISSIONS Océanographiques

La qualité croissante de l'orbite du satellite T/P entre 1992 et 1996 (Table 2), jusqu'à 2-3 cm à la fin des années 90 pour la composante radiale et environ 6 cm pour les composantes tangentielle et normale (Lemoine et al., 1998), et l'amélioration induite de l'orbite des satellites ERS (Le Traon and Ogor, 1998), constituent une véritable avancée. Il est vrai que ces résultats sont surtout le reflet de la très bonne couverture de l'orbite des satellites altimétriques par le système DORIS sur T/P (Nouël et al., 1994), et le système PRARE sur ERS-2 (Andersen et al., 1999).

Le système DORIS, initialement lancé sur SPOT-2 (1990), a rapidement prouvé une grande efficacité, tant sur le plan de la poursuite d'orbite que sur celui du positionnement permanent des balises au sol (Créaux et al., 1998). Son utilisation à bord de T/P, en tant que technique de poursuite opérationnelle associée à la télémétrie laser, a de plus démontré une grande fiabilité dans le temps, malgré la nécessité de passer sur l'instrument de rechange à partir de fin 1999. Au cours des années 90, les applications de ce système (lancements de T/P, SPOT-3 et -4) ont eu une progression telle qu'à la fin de cette décennie cette technique fonctionne en réseau mondial, conduit dans le cadre d'une expérience pilote (Tavernier et al., 2002) qui doit aboutir à terme à un service international, l'IDS (International DORIS Service). Il faut noter de plus que DORIS, de par sa conception originale, permet de calculer des orbites à bord du satellite (Jayles, 2001).

En comparaison à DORIS, le réseau des stations laser est moins bien distribué géographiquement. De plus, il n'est pas exactement reproductible dans le temps compte tenu

des conditions météorologiques changeantes. De ces limitations de la couverture spatio-temporelle laser découlent les difficultés rencontrées dans le calcul d'orbite, en particulier à 800 km soit une altitude plus basse que pour T/P : par exemples (Table 2), sur Starlette ou encore au démarrage de missions comme ERS-1 ou GFO (Table 1) pour lesquelles l'erreur d'orbite atteignait environ 20 cm (Scharroo et al., 1992). Mais ce qu'il faut avant tout retenir de la contribution de la télémétrie laser à la dynamique orbitale, au cours des années 90, est l'apport de mesures de distance de plus en plus exactes, notamment à haute élévation au-dessus de l'horizon où l'incertitude liée aux corrections de propagation atmosphérique est la moins importante. Ces données (à caractère absolu) ont ainsi permis d'obtenir une validation (Table 2) et une grande maîtrise du bilan de l'erreur radiale des orbites des satellites altimétriques (Tapley et al., 1996 ; Scharroo and Visser, 1998). La télémétrie laser, technique également constituée en réseau, et en service à partir de 1998 (International Laser Ranging Service, ILRS), a atteint une précision de mesure de distance d'un niveau sub-centimétrique pour environ 30% des instruments laser dans le monde (ILRS, 2001). Il faut aussi noter que toutes les stations du réseau laser international ont respecté le jeu des priorités d'observations définies par l'ILRS sur ERS, T/P, puis GFO et enfin sur JASON-1 et ENVISAT, ce qui représente plus de 10 ans d'efforts.

Enfin, il faut noter la très bonne performance de la technique GPS pour la détermination d'orbite précise, performance démontrée sur la mission T/P au niveau de 1-2 cm (Bertiger et al., 1994), puis largement confirmée sur JASON-1 à un niveau encore meilleur (voir plus loin). Il faut préciser aussi que les méthodes d'estimation purement numérique de la trajectoire (dites "reduced-dynamic") ont beaucoup contribué à ce succès croissant, la couverture exceptionnelle de l'orbite par les mesures GPS permettant de s'affranchir de nombreuses sources d'incertitudes présentes dans les calculs de dynamique orbitale classique.

TABLE 2 : ESTIMATIONS, BILANS D'ERREUR ET RÉSIDUS LASER (UNITÉS EN MM) ESTIMÉS ET/OU PRÉVUS POUR LES ORBITES DE TOPEX/POSÉIDON DE LA CLASSE JGM-2, PUIS JGM-3, DE JASON-1 (PRÉVU ET FUTUR), ET DE STARLETTE (NIVEAU EGM96, OU GRIM5);

d'après les réf. indiquées et (Lemoine et al., 1998; Schwintzer et al., 1998), and J.P. Berthias (CNES, communication privée 1999). Les résidus DORIS sont en mm/s.

Bilan	T/P < 95	T/P > 95	References	Jason-1	Jason (futur)	Starlette
Err. d'orbite	30-40	28		15		
Rés. DORIS (rms)		0.47	Willis et al., 03	0,38		
Rés. laser (rms)	40-50	35-40	Tapley et al., 96			35-45
Champ	22	9	Marshall et al., 95	5	4	25-30
Marées	12-15	7	id.	5	4	10
Var. tempor.	10	10		5	4	10
Press rad.	15-20	15-20	Tapley et al., 94	10	5	5-10
Freinage	10-15	10	Barotto & Berthias, 96	5	4	15
Coord. stat.	10	10	Tapley et al., 94	10	5	10
Mesures			id.			
attitude	2-3	2-3			1-2	
réflecteurs	3-4	3-4	Schwartz, 90		1-2	1
atmosphère	3-4	3-4	id.	3-4	2-3	3-4
err./system. las.	5	5		5	5	5
Total (rss)	33-40	25-30		15-18	10-12	35-40
References					AVISO, 98	Biancale et al., 00

Aujourd'hui, une nouvelle génération d'instruments a été développée, en particulier pour les missions JASON-1 et ENVISAT. Concernant DORIS, les mesures du nouvel instrument, plus léger, moins volumineux et moins consommateur, sont moins bruitées qu'avec celui de T/P (0,1 mm/s par rapport à 0,3), et le récepteur maintenant bi-canal permet de recevoir simultanément les émissions de deux balises au sol et donc d'acquérir plus de mesures (environ 50 %). De son côté, le panneau de rétro-rélecteurs laser, largement plus petit et donc limitant au maximum les problèmes de signature de satellite, contrairement à celui de T/P, constitue également une amélioration importante pour la détermination d'orbite précise. Enfin concernant GPS, le nouvel instrument (TRSR) permet d'acquérir simultanément jusqu'à 12 satellites grâce à une technologie avancée.

Les performances de ces systèmes de poursuite alliées à une amélioration récente des modèles orbitographiques et du repère de référence terrestre international ITRF (International Terrestrial Reference Frame) (Altamimi et al, 2002) permettent aujourd'hui d'obtenir des éphémérides, dans le cas de JASON-1 (Table 2), d'une exactitude de 1-2 cm pour la composante radiale et environ 3 cm pour les composantes tangentielle et normale. L'effet de la qualité du système de référence terrestre via la précision des coordonnées des stations de poursuite a été caractérisé par des études récentes (Morel, 2002 ; Morel et al, 2002). En outre pour JASON-1, en comparaison à T/P, la forme a été largement modifiée (panneaux solaires symétriques, corps plus petit, etc.). En revanche, avec une masse 4 fois plus faible, le rapport surface sur masse est a priori plus favorable sur T/P, vis-à-vis des effets des forces non-gravitationnelles.

3. CRITÈRES DE QUALITÉ. PRINCIPE DE VÉRIFICATION DES ORBITES

Parallèlement à la détermination opérationnelle des orbites par la méthode dynamique (rôle du CNES et de la NASA), des activités d'évaluation et d'analyse d'erreurs ont pris un nouvel essor dans la communauté de géodésie spatiale. Cela est dû à la nécessité d'évaluer les produits de base de l'océanographie spatiale, l'orbite et le repère de référence terrestre, à un niveau de précision de l'ordre de 1 cm. Dans le domaine de la validation d'orbite, les données laser ont permis d'établir des points de contrôles locaux, voire régionaux, de l'erreur d'orbite à ce niveau de précision (Bonnefond et al., 1995). Mais il faut toutefois ajouter que cela est sans commune mesure avec la couverture exceptionnelle fournie par les données GPS. Compte tenu du caractère très différent des erreurs d'orbite rencontrées dans les différents types d'approche (dynamique, géométrique et "reduced-dynamic"), la comparaison des différentes solutions a permis de fournir une mesure spatio-temporelle fiable (notion d'erreur géographiquement corrélée) de l'erreur radiale des orbites opérationnelles (Yunck et al., 1994 ; Marshall et al., 1995 ; Bonnefond et al., 1999). Ces travaux de compréhension détaillée des erreurs (spectres, corrélations, biais géographiques, etc.) sont nécessaires tant sur le plan de la vali-

ation stricte que sur celui du suivi à long terme des performances des missions. Du fait de l'augmentation des performances, ils prennent une part toujours plus importante dans l'activité d'analyse.

Les outils de vérification d'orbite sont traditionnellement séparés en deux catégories : les tests internes et les tests externes. Les tests internes, en phase de production des orbites, ne nécessitent pas de données supplémentaires autres que celles utilisées pour la détermination d'orbite. Cependant, ils ne permettent pas de détecter des erreurs systématiques, d'où la nécessité d'utiliser des tests externes. Ces derniers sont basés sur des données non utilisées par la production des orbites ou sur des orbites produites indépendamment de celles à vérifier. Ces tests sont très puissants pour la détection des erreurs systématiques et des tendances à long terme. De plus, des tests réalisés avec les données altimétriques elles-mêmes permettent d'évaluer la qualité d'une manière cohérente avec les utilisations océanographiques. Selon les orbites considérées, un même jeu de données sera considéré soit comme un test interne soit comme un test externe. A titre d'illustration, la Table 3 indique la liste des tests prévus et réalisés pour la validation des orbites de JASON-1.

4. ACTUELLEMENT, QUELLE PRÉCISION ?

Durant une période de 8 mois en 2002 (soit environ 20 cycles), les orbites des satellites T/P et JASON-1 ont été phasées ("tandem mode") dans le même plan orbital. Il étaient séparés d'une minute de manière à assurer la continuité de l'observation des océans depuis 1992, et à créer une période de validation et d'étalonnage sans précédent. Ensuite, à partir du mois d'août, la trace de l'orbite de T/P a été décalée d'environ 150 km, permettant ainsi de couvrir, avec JASON-1, une grille de données altimétriques deux fois plus dense qu'auparavant.

Les différents travaux menés tant au CNES, qu'à la NASA (GSFC et JPL), à l'Université d'Austin au Texas, à l'IGN ou au CERGA (OCA-CNRS, Grasse, France) ont été présentés, en 2002, aux deux "Science Working Team" de Biarritz et de la Nouvelle Orléans, dans le cadre de la période de validation de la mission JASON-1. Les orbites MOE (Medium Orbit Ephemeris) et POE (Precise Orbit Ephemeris) de T/P et de JASON-1, calculées par le CNES et le NASA/GSFC à partir d'une combinaison DORIS-laser, ont été analysées continûment depuis le début de la mission. Très schématiquement, les résultats montrent une erreur radiale d'orbite au niveau de 1 à 2 cm pour JASON-1, selon les solutions, et une amélioration de 20 % des résidus DORIS par rapport à T/P, dont l'orbite conserve une erreur radiale d'environ 2-3 cm (Table 2). Concernant la télémétrie laser, le biais moyen de 3 cm observé en Europe sur T/P, à cause de la signature de la couronne de rétro-rélecteurs et de la technologie des stations laser en matière de photodiodes (C-SPAD), est passé à quelques mm sur JASON-1. Ce dernier résultat est par ailleurs confirmé par une analyse des données des mêmes stations laser sur les satellites géodynamiques LAGEOS-1 et -2, montrant également l'absence de biais significatif dans les mesures (Nicolas et al., 2002). Enfin, concernant les orbites GPS de JASON-1, les

recouvrements montrent une précision radiale (interne) d'environ 0,7 cm (Haines et al., 2002), précision encore meilleure en utilisant simultanément les mesures GPS et DORIS (Willis et al., 2003). Cette dernière amélioration est confirmée par la donnée, externe aux solutions, des mesures laser dont les résidus passent à 1,5 cm en moyenne avec la solution mixte GPS-DORIS. D'une manière générale, il semble que les orbites DORIS-laser soient moins précises que les solutions DORIS-GPS qui montrent une meilleure stabilité de la composante radiale de l'orbite (Fig. 1).

Les logiciels de calcul d'orbites ont été développés afin de prendre en compte les mesures de 2 nouveaux satellites DORIS (ENVISAT et SPOT-5). Les modèles physiques ont pu être testés sur des données réelles dès leur mise à disposition par l'ESA (European Space Agency) et le CNES. La précision d'orbite du satellite ENVISAT, par ailleurs également équipé de rétro-rélecteurs laser, s'établit actuellement à 4,1 cm. Cette performance doit être soulignée comme tout à fait exceptionnelle si l'on en juge par l'alti-

tude du satellite (800 km comme ERS) et ses caractéristiques de surface et de masse.

Le CERGA participe à la validation des orbites des satellites océanographiques à partir d'une technique géométrique appliquée aux données de télémétrie laser d'un réseau dense de stations (Europe et Etats-Unis, schématiquement). Cette méthode géométrique dite "d'arcs courts" a fourni une validation d'orbite au niveau de 1 cm dans le cadre de la mission T/P (Bonnefond et al., 1995). Elle est utilisée pour les nouvelles missions océanographiques JASON-1 et ENVISAT pendant leur phase de validation, mais également afin d'effectuer un suivi à long terme. Dans ce but, un site Internet mis à jour régulièrement, fournit les résultats en temps quasi réel de la validation des orbites de T/P et de JASON-1 par la méthode d'arcs courts : <http://grasse.obs-azur.fr/cerga/gmc/calval>. Depuis le début de la mission JASON-1, il est possible d'utiliser ce site pour évaluer un cycle d'orbite donné ou les résultats sur la totalité des missions. Le repère de référence de base utilisé est l'ITRF2000.

TABLE 3 : PRINCIPAUX TESTS DE VÉRIFICATION DES ORBITES DE JASON-1 (MÉNARD AND HAINES, 2001).

MOE désigne les orbites provisoires construites à partir des données DORIS, et POE désigne les orbites précises laser+DORIS, ces deux types de solutions étant obtenues par la dynamique classique.

TEST	DESCRIPTION	UTILISATION	REMARQUES
analyse des résidus des données	- distribution statistique des résidus - distribution temporelle des résidus (analyse spectrale)	après chaque étape de détermination d'orbite MOE et POE	
interprétation des résidus des données	décomposition des résidus en biais en temps et en distance et analyse des fluctuations et tendance de ces biais	partie de la vérification de la qualité finale des orbites MOE et POE	portée limitée car application d'un rejet aux biais pendant l'élimination des données
résidus des mesures laser à haute élévation	Mesures laser exactes proches du zénith de la distance station-satellite fournissant ainsi une bonne estimation de l'altitude du satellite	partie de vérification de la qualité finale des POE	
inter-comparaison des orbites mono-technique	- utilisation indépendante des données DORIS et GPS pour produire les orbites qui sont alors comparées pour évaluer les erreurs systématiques - calcul des résidus laser pour les 2 orbites pour évaluer la cohérence des trois types de données	- partie du processus de production des POE - validation des MOE après livraison	biais systématique entre les différents types de données dus à des incohérences des systèmes de référence qui peuvent submerger ces tests
recouvrements	comparaisons d'orbites calculées pour la même période de temps en utilisant différents jeux de données : - recouvrement entre des orbites successives (comparaison sur quelques heures en commun), - recouvrement entre un arc de 10 jours et un arc plus court (dans ce cas toutes les données de l'arc court sont communes aux 2 orbites), - recouvrement entre des orbites calculées sur la même période de temps en séparant les données en 2 sous-ensembles indépendants, - etc.		- bonne évaluation de la qualité d'orbite - les recouvrements avec les orbites "reduced-dynamic" qui contiennent des données en commun ne fournissent pas d'information car les orbites suivent de très près les données
résidus des données altimétriques aux points de croisement	calcul des résidus des mesures altimétriques aux points de croisement	- partie de vérification de la qualité finale des POE - validation des MOE après livraison	le signal résiduel dû aux erreurs du modèle de marées et à la variabilité océanique est tellement fort que ce test ne fournit pas une bonne estimation de l'erreur d'orbite. Cependant, il est utile pour évaluer la qualité relative des différentes orbites
comparaison entre les orbites	comparaison d'orbites calculées par différents groupes avec différentes configurations et/ou différents logiciels	vérification poussée des POE uniquement	UT/CSR calculera ses propres orbites et les comparera avec le produit officiel

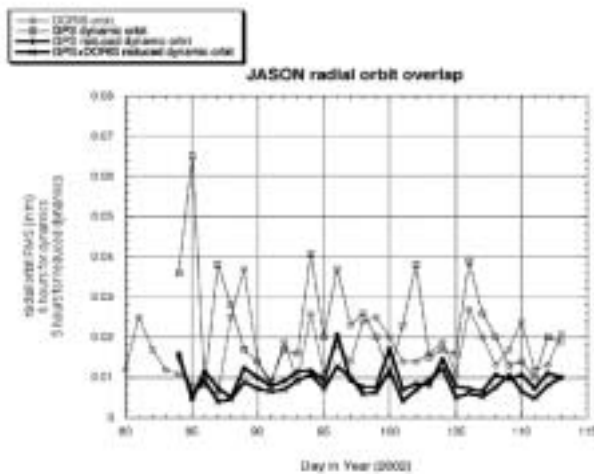


Fig. 1 : Résidus d'orbite radiale sur JASON-1 suivant les techniques de poursuite utilisées, en combinaison ou non, et suivant les méthodes de calcul d'orbite (méthodes dynamique ou numérique).

Ce site Internet indique également les résultats de l'étalonnage de l'altimètre, résultats basés sur les campagnes de validation et d'étalonnage effectuées en Corse depuis 1998 par le CERGA, le CNES et l'IGN. Ce site d'étalonnage comprend :

- la base aéronavale d'Aspretto près d'Ajaccio où se situent un récepteur GPS ainsi qu'un marégraphe permanents, et où ont lieu les campagnes d'observations de la Station Laser Ultra Mobile (Nicolas et al., 2000),
- le cap de Senetosà (à 40 km au sud) où se situent 3 marégraphes permanents, une station météorologique, des points de référence GPS,
- des mesures du niveau de la mer sont réalisées tous les 10 jours avec une bouée GPS à 10 km des côtes sous la trace du satellite (pour les passages d'étalonnage).

L'étalonnage des altimètres radar embarqués est un point crucial dans le cas des missions T/P et JASON-1, puisqu'il permet de rattacher les deux séries d'observations par des mesures fiables. Ces deux satellites ayant été placés sur une orbite identique, leurs passages au-dessus de la Station Laser Ultra Mobile (FTLRS), installée à Ajaccio entre janvier et septembre 2002, n'étaient séparés que de 70 secondes. L'orbite identique des deux satellites a permis de faire un étalonnage croisé des deux systèmes. Les valeurs des biais d'étalonnage de JASON-1 dépendent des orbites utilisées à l'échelle centimétrique en fonction des sites d'étalonnage (erreurs géographiquement corrélées). Par exemple, pour Sénétosa, la valeur obtenue à partir des orbites GPS reduced-dynamic (JPL) est plus forte de 1 cm que celle obtenue en utilisant l'orbite des IGDR (DORIS MOE), ce qui n'est pas le cas à Harvest. En revanche, l'utilisation des orbites GPS reduced-dynamic montre une meilleure cohérence entre les sites et réduit la dispersion. Il en est de même en utilisant les solutions arcs courts (11 mm) ou les orbites reduced-dynamic basées sur les

mesures DORIS et GPS (JPL/IGN). Ces résultats, qu'il faut encore confirmer aujourd'hui, montrent tout l'intérêt d'un contrôle permanent des solutions d'orbite des satellites océanographiques à partir de la technique laser appliquée sur un site dédié.

5. CONCLUSION

La combinaison des différentes techniques et la comparaison des solutions (orbites), travaux menés dans le cadre de la période de validation des missions altimétriques, assurent une meilleure qualité des orbites. Les progrès dans les différentes techniques de poursuite de géodésie spatiale réalisés ces dernières années permettent donc peu à peu de relever le défi d'une orbite centimétrique, de la détermination du niveau moyen des océans à quelques millimètres près et d'assurer ainsi une mesure de l'évolution décennale du niveau moyen des océans avec une précision de l'ordre de quelques dixièmes de mm/an.

Les éphémérides de JASON-1 sont déjà d'une qualité meilleure que celles de T/P, avec une composante radiale à environ 1,5 cm. Ces éphémérides sont produites à partir de l'utilisation conjointe des données DORIS et de télémétrie laser. En outre, l'utilisation des mesures GPS seules ou des combinaisons GPS-DORIS, en association à la méthode numérique appelée "reduced-dynamic" de détermination d'orbite, apportent une amélioration supplémentaire.

Les progrès accomplis en trajectographie des satellites altimétriques sont évidents et permettent aujourd'hui de parler d'une erreur radiale centimétrique. Ces progrès reposent tant sur les nouveaux systèmes de poursuite que sur les nouveaux modèles des forces agissant sur le satellite. Parmi ces forces, aujourd'hui les forces non-gravitationnelles soulèvent plus de difficultés que les forces gravitationnelles. La combinaison de plusieurs techniques indépendantes de poursuite des satellites, DORIS, GPS, la télémétrie laser est essentielle pour détecter les biais relatifs entre chaque solution et/ou chaque technique. Au niveau de précision atteint maintenant, un effort permanent de contrôle et de validation des orbites est indispensable sur le très long terme.

REFERENCES

- Altamimi, Z., C. Boucher, and P. Sillard : *New trends for the realization of the International Terrestrial reference System, New Trends in Space Geodesy, Adv. Space Res., 30, 2, 175-184, 2002*
- Andersen, P.H., K. Aksnes, and H. Skonjord: *Precise ERS-2 orbit determination using SLR, PRARE, and RA observations, J. of Geodesy, 72, 421-429, 1998*
- AVISO : *AVISO CALVAL synthesis report: TOPEX/POSEIDON cycles 1 to 181, AV1-NT-011-315-CN, Edition 1.0, 1998*
- Ayoub, A. : *Variabilité du niveau de la mer et de la circulation en Méditerranée à partir des données altimétriques et de champs de vent. Comparaison avec des simulations numériques, Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier (Toulouse III), 1997*

- Barlier, F. and M. Lefèvre : A new look at planet Earth : Satellite geodesy and geosciences, *The Century of Space Science*, pp. 1623-1651, 2001
- Barotto, B. and J.P. Berthias : First results of reduced dynamics with DORIS on TOPEX/Poseidon and SPOT, *J. of Guidance and Dynamics*, 19-6, 1296-1302, 1996
- Bertiger, W.I. et al. : GPS precise tracking of TOPEX/Poseidon: results and implications, *J. of Geophys. Res.*, 99(C12), 24449-24464, 1994
- Biancale, R., G. Balmino, J.M. Lemoine, J.C. Marty, B. Moynot, F. Barlier, P. Exertier, O. Laurain, P. Gegout, P. Schwintzer, Ch. Reigber, A. Bode, R. König, F.H. Massmann, J.C. Raimondo, R. Schmidt, and S. Yuan Zhu: A new global Earth's gravity field model from satellite orbit perturbations : GRIM5-S1, *Geophys. Res. Lett.*, 27(22), 3611-3614, 2000
- Bonnefond, P., P. Exertier, P. Schaeffer, S. Bruinsma, and F. Barlier: Satellite altimetry from a short-arc orbit technique : Application to the Mediterranean, *J. of Geophys. Res.*, 100(C12), 25365-25382, 1995
- Bonnefond, P., P. Exertier, and F. Barlier : Geographically Correlated Errors Observed from a Laser-based Short-Arc Technique, *J. Geophys. Res.*, 104(C7), 15885-15893, 1999
- Cabanes, C., A. Cazenave, and C. Le Provost: Sea level rise during past 40 years determined from satellite and in situ observations, *Science*, 294(5543), pp. 840-842, 2001
- Cazenave, A., K. Dominh, L. Soudarin, F. Ponchaud, and Ch. Le Provost : Sea level changes from TOPEX/Poseidon altimetry and tide gauges, and vertical crustal motions from DORIS, *Geophys. Res. Lett.*, 26(14), 2077-2080, 1999
- Cazenave, A., P. Bonnefond, F. Mercier, K. Dominh, and V. Toumazou: Sea level variations in the Mediterranean Sea and Black Sea from satellite altimetry and tide gauges, *Global and Planetary Change*, 34, 59-86, 2002
- Cheney, R.E.: TOPEX/Poseidon scientific results - Preface, *J. of Geophys. Res.*, 100(C12), 24893, 1995
- Christensen, E.J., B. Haines, and R. Nerem : Calibration of TOPEX/Poseidon at Platform Harvest, *J. of Geophys. Res.*, 99(C12), 24265--24485, 1994
- Crétaux, J.F., F. Nouel, C. Valorge, and P. Janière: Introduction of empirical parameters deduced from Hill's equations for satellite orbit determination, *Manus. Geodaetica*, 19, 135-156, 1994
- Crétaux, J.F., L. Soudarin, A. Cazenave, and F. Bouillé: Present-day tectonic plate motions and crustal deformations from the DORIS space system, *J.G.R.*, 103 (B12), 130,167-130,181, 1998
- Francis, C.R. : The height calibration of the ERS-1 radar altimeter, in *Proceed. of the first ERS-1 Symp. - Space at the Service of our Environment*, ESA Spec. Pub., ESA SP-359(1), pp. 381-393, 1992
- Haines, B. and Y. Ménard : CALVAL Jason-1, *AVISO Newsletter*, CNES Ed., 7, pp. 24-27, 2000
- Haines, B., W. Bertiger, S. Desai, D. Kuang, T. Munson, L. Young, and P. Willis: Initial orbit determination results from JASON-1 : Towards a 1 cm orbit, *ION GPS 2002*, Portland, USA, 2011-2021, 2002
- ILRS 1999 : Report of the Third General Assembly of the International Laser Ranging Service (ILRS), Florence, Italy, Sept. 20, 1999
- Jayles, C., J.-P. Berthias, D. Laurichesse, S. Nordine, P. Cauquil, and G. Tavernier: DORIS/DIODE, e years results of the first european navigator, *New Trends in Space Geodesy*, *Adv. Space Res.*, 30, 2, 301-306, 2002
- Larnicol G., P.Y. Le Traon, N. Ayoub, and P. De Mey: Mean sea level and surface circulation variability of the Mediterranean Sea from 2 years of TOPEX/POSEIDON altimetry, *J. G. R.*, 100 (C12), 25163-25177, 1995
- Lemoine, F.G., S.C. Kenyon, J.K. Factor, R.G. Trimmer, N.K. Pavlis, D.S. Chinn, C.M. Cox, S.M. Klosko, S.B. Luthcke, M.H. Torrence, Y.M. Wang, R.G. Williamson, E.C. Pavlis, R.H. Rapp, and T.R. Olson : The Development of the Joint NASA GSFC and the National Imagery and Mapping Agency (NIMA) Geopotential Model EGM96, *NASA/TP-1998-206861*, GSFC, Greenbelt, Maryland, July 1998
- Le Traon, P.Y. and F. Ogor : ERS-1/2 orbit improvement using TOPEX/Poseidon: the 2 cm challenge, *J. of Geophys. Res.*, 103(C4), 8045-8057, 1998
- Marshall, J.A., N.P. Zelensky, S.M. Klosko, D.S. Chinn, S.B. Luthcke, K.E. Rachlin, and R.G. Williamson: The temporal characteristics of TOPEX/Poseidon radial orbit error, *J. of Geophys. Res.*, 100(C12), 253331-25352, 1995
- Ménard, Y. et al. : Calibration of the TOPEX/POSEIDON altimeters at Lampedusa: Additional results at Harvest, *J. Geophys. Res.*, 99(C12), 24487--24504, 1994
- Ménard, Y. and B. Haines : JASON-1 CALVAL plan, *Ref. TP2-J0-PL-974-CN*, April 2, 2001
- Mitchum, G.T. : Comparison of TOPEX sea surface heights and tide gauge sea levels, *J. Geophys. Res.*, 99(C12), 24541-24553, 1994
- Morel, L. : Références géodésiques pour les futures missions altimétriques, *Applications à la mission JASON*, Thèse de Doctorat, Observatoire de Paris, 3 Oct. 2001.
- Morel, L. and P. Willis : Parameter sensitivity of TOPEX orbit and derived mean sea level to DORIS stations coordinates, *New Trends in Space Geodesy*, *Adv. Space Res.*, 30, 2, pp 255-263, 2002.
- Nicolas, J., F. Pierron, M. Kasser, P. Exertier, P. Bonnefond, F. Barlier, and J. Haase : The French Transportable Laser Ranging Station: Technical Features, Scientific Objectives, Performances, *Applied Optics*, 39(3), 402-410, 2000
- Nicolas, J., P. Bonnefond, O. Laurain, P. Berio, P. Exertier, and F. Barlier : Triple laser ranging collocation experiment at the Grasse observatory, France, *Phys. and Chem. of the Earth*, in press, 2002
- Nouël, F., J.P. Berthias, M. Delouze, A. Guitart, P. Laudet, A. Piuze, D. Pralines, C. Valorge, C. Dejoie, M.F. Susini, and D. Taburiau: Precise Centre National d'Etudes Spatiales orbits for TOPEX/Poseidon : Is reaching 2 cm still a Challenge ?, *J. Geophys. Res.*, 99(C12), 24405--24419, 1994
- Scharroo, R. and P. Visser : Precise orbit determination and gravity field improvement for the ERS satellites, *J. of Geophys. Res.*, 103(C4), 8113-8127, 1998
- Scharroo, R. et al. : ERS-1 Precise Orbit Determination, in *Proceed. of the first ERS-1 Symp. - Space at the Service of our Environment*, ESA Spec. Pub., ESA SP-359(1), pp. 477-

482, 1992

Schwartz, J. : *Pulse spreading and range correction analysis for satellite laser ranging*, *Applied Optics*, Vol. 29, N° 25, 3597-3602, 1990

Schwintzer, P. et al. : *A New Global Earth Gravity Field Model from Satellite Orbit Perturbations for Support of Geodetic/Geophysical and Oceanographic Satellite Missions*, *GFZ Sci. Tech. Rep.*, STR98/18, 34p., 1998

Soudarin, L., J.F. Crétaux, and A. Cazenave : *Vertical crustal motions from the DORIS space-geodesy system*, *Geophys. Res. Lett.*, 26(9), 1207-1210, 1999

Tapley, B.D. et al. : *Precise orbit determination for TOPEX/Poseidon*, *J. of Geophys. Res.*, 99(C12), 24383-24404, 1994

Tapley, B.D., M.M. Watkins, J.C. Ries, G.W. Davis, R.J. Eanes, S.R. Poole, H.J. Rim, B.E. Schutz, and C.K. Shum: *The joint Gravity Model 3*, *J. Geophys. Res.*, 101(B12), 28029-28049, 1996

Tavernier, G., L. Soudarin, K. Larson, C. Noll, J. Ries, and P. Willis: *Current status of the DORIS Pilot Experiment and the future international DORIS Service*, *New Trends in Space Geodesy*, *Adv. Space Res.*, 30, 2, 151-156, 2002

Willis, P, G. Beutler, W. Gurtner, Hein G, Neilan RE, Noll C, and Slater J. : *IGEX: International GLONASS experiment - Scientific objectives and preparation*, *Satellite Dynamics, Orbit Analysis And Combination Of Space Techniques*, *Adv. Space Res.*, 23, 4, 659-663, 1999

Willis, P., (Ed.), *Special Issue on GLONASS*, *J. of Geod.*, 75, 11, 557-627, 2001.

Willis, P., B. Haines, Y. Bar-Sever, W. Bertiger, R. Muellerschoen, D. Kuang, and S. Desai : *TOPEX/JASON combined GPS/DORIS orbit determination in the tandem phase*, *COSPAR#02-A-00547*, accepté pour publication dans *Adv. Space Res.*, 2003

Woodworth P.L., J. Johannessen, P. Le Grand, C. Le Provost, G. Balmino, R. Rummel, R. Sabadini, H. Suenkel, C. Tschering, and P. Visser : *Towards the definitive space gravity mission*, *International WOCE Newsletter*, 33, 3 7-40, 1998

Yunck, T.P. et al. : *First assessment of GPS-based reduced dynamic orbit determination on TOPEX/Poseidon*, *Geophys. Res. Lett.*, 21(7), 541-544, 1994

Géodésie dans les Terres Australes et Antarctiques Françaises (TAAF) - Mesures absolues de Pesanteur, Positionnement Doris et GPS, Marégraphes. Présentation, premiers résultats et perspectives

GEODESY IN THE FRENCH SUB-ANTARCTIC AND ANTARCTIC TERRITORIES - ABSOLUTE GRAVITY MEASUREMENTS, POSITIONING SYSTEMS (DORIS & GPS), TIDE GAUGES. STATE OF THE ART, FIRST RESULTS AND FUTURE.

M. AMALVICT

IPGS/EOST 5 rue René Descartes Strasbourg
mamalvict@eost.u-strasbg.fr

ABSTRACT

GENERAL PRESENTATION

The French sub-Antarctic and Antarctic Territories consist of four scientific bases depicted in Figure n°1. Three are located on islands in the Indian Ocean (Port aux Français (49°21'10" S and 70°13'03"E) on the Kerguelen Island, Alfred Faure (46°25'51"S and 51°51'52"E) in the Crozet archipelago and Martin de Viviers (37°41'05"S and 77°31'55"E) on the Amsterdam island); the fourth base, Dumont d'Urville (66°40' S et 140°00' E), is located in the Terre Adélie territory, in Antarctica, (see IPEV website).

POSITIONING SYSTEMS

One can find in Table n°1 the geodetic equipment operating in the different stations.

TIDE GAUGES

They belong to the Rosame Network (Sub Antarctic and Antarctic Network for the Sea Level Observation). At each station there is a coastal tide gauge (Figure n°2) and at Crozet and Saint Paul there is in addition an off shore gauge; they are dedicated to i) the study of the oceanic tides, ii) a validation of the satellite altimetry, iii) the observation of the Antarctic Circumpolar Current, iv) the observation of secular variations of the sea level.

DORIS

Doris system, elaborated in France, enables the precise localisation of ground stations via the precise determination of satellites' orbits, using Doppler effect. Among other goals of Doris, one can find i) Terrestrial Reference Systems, ii) monitoring of seismic or volcanic zones, etc., iii) study of the global Earth gravity field.

GPS GLOBAL POSITIONING SYSTEM

The first satellite of the constellation was launched in 1978. Permanent stations are installed at two stations (see Table n°1).

ABSOLUTE GRAVITY MEASUREMENTS

Program of absolute gravity measurements (IPEV, French Polar Institute).

Gravity Observatory in Strasbourg is responsible for a five year program, supported by the French Polar Institute, of absolute gravity (AG) measurements in the four stations. Such AG measurements are still seldom in that part of the world, and positioning techniques are much more precise for horizontal displacements than for vertical ones. It is then worth to add physical geodesy data to the geometrical positioning data. The instrument which is used is a ballistic gravimeter FG5.

MEASUREMENTS DURING THE 1999-2000 SUMMER CAMPAIGN

During the first campaign, two measurements were performed, we present here a brief report, a more detailed can be found in Amalvict et al., 2001a and Hinderer et al., 2002.

Dumont d'Urville 2000

□ absolute measurements

The absolute gravimeter FG5#206 was operating in 'shelter' (Figure n°3).

Measurements took place from 26 February to 2 March 2000 during 118 hours, corresponding to 472 sets and 11800 drops.

After the standard corrections (vertical gradient, polar motion, atmospheric pressure, solid and oceanic tides), the gravity at the ground level is:
 $g = 982387174.2 \pm 11.1 \mu\text{Gal}$

The standard deviation is quite high, due to the meteorological conditions during the experiment.

□ gravity links

Some gravity ties, performed with a relative gravimeter Scintrex CG3-M, between the absolute point and some remarkable points (tide gauge, secondary site, and continent) are presented in Table n°3.

Hobart 2000

□ calibration line

The absolute measurement site is on Mount Pleasant, near Hobart, and has been occupied in 1996 by a Japanese team. We repeated this measurement at the end of the cruise back from Antarctica. A gravity link with the Hobart tide gauge (in the port), lead to a calibration line DdU – Hobart which will be useful for marine gravimetrists.

$$g(\text{DdU})-g(\text{Hobart}) = 1.949\ 5166 \pm 30\ 10^{-8}\ \text{Gals}$$

MEASUREMENTS DURING THE 2000-2001 SUMMER CAMPAIGN

During the second campaign, two AG measurements were performed, which are summarised in the following; for more details see Amalvict et al., 2001b.

Kerguelen 2001

□ absolute measurements

The gravimeter was operating on a pillar in shelter #32. Measurements took place from 12 to 17 January 2001 during 114 hours, corresponding to 105 sets and 9555 drops.

After the standard corrections, the gravity at the ground level is:

$$g = 981061041,1 \pm 5,0\ \mu\text{Gal}$$

Like in Dumont d'Urville, but in a smaller way, the standard error is due to the proximity of the ocean .

□ gravity links and continuous relative measurements

Some gravity ties, performed with a relative gravimeter Scintrex CG3-M, between the absolute point and some remarkable points (tide gauge and geodetic bench mark) are presented in Table n°4. A relative gravimeter Scintrex-CG3 M belonging to La Rochelle University, has continuously recorded the gravity variations during two months from January 2001. The tidal analysis was, due to the meteorological and oceanic reasons, quite noisy.

La Réunion 2001

The FG5 gravimeter operated in the MeteoFrance building from 28 December 2000 to 2 January 2001 (94 hours, 92 sets, 8372 drops).

After the standard corrections the gravity at the ground level is:

$$g = 978919406.7 \pm 5.3\ \mu\text{Gal}$$

□ calibration line

The difference between the two AG measurements is :

PAF (Kerguelen) – Le Port (La Réunion) :

$$g_k - g_r = 2141634.4 \pm 10.3\ \mu\text{Gals}$$

FORTHCOMING MEASUREMENTS

2002-2003 summer campaign: first AG measurement in Crozet and as many measurements as the schedule of the ship will allow; plus two measurements in La Réunion Island.

2003-2004 summer campaign according to what the schedule of the ship will allow.

2004-2005 summer campaign repetition of AG measurements at DdU and Hobart.

At that time all the stations in sub-Antarctic Territories will have been visited for AG measurements at least once, and the DdU station twice.

RESULTS AND MODELS

One of the main interests of these measurements is the study of the post glacial rebound in Antarctica and the monitoring of the mean sea level. For such goals it is very difficult to distinguish the origin of the different components, and the collocation of techniques (geometrical positioning and physical geodesy) can help to separate the effects. In her thesis, M.N. Bouin (Bouin, 1999) has obtained, from GPS data, a vertical velocity in DdU as large as 1 cm/year. On the other hand, DORIS observations are in favour of a – 0.7 mm/year slight subsidence (Soudarin et al., 1999). The second AG measurement should help to choose between the two determinations, indeed a 5 cm displacement as predicted by GPS (which corresponds roughly to 15 μGal in the free air gradient) should be detected, even with a large standard deviation for the AG measurement. The vertical velocity should be almost zero at Kerguelen (Bouin, 1999) and the 2003 repetition of the AG measurement will add confidence or not to this observation. For a comparison, one can think to the study by Larson & van Dam (2000) which shows similar conclusions coming from GPS and AG measurements in Greenland, or a study in Spitzbergen (Hinderer et al., 2001).

CONCLUSIONS

We have shown how the collocation of different techniques leads to complementary information and is almost compulsory, especially in regions of high geodynamical interest but difficult access and working conditions, like are the TAAF.

We have seen the importance of repeated AG data to decide between the GPS and DORIS results.

We can also look for a help to the decision between different scenarios of prediction of vertical displacements in Antarctica (James and Ivins, 1997); ranging between 10 mm/year and 20 mm/year.

PRÉSENTATION GÉNÉRALE DES T.A.A.F.

Les Terres Australes et Antarctiques Françaises forment un Territoire d'Outre Mer (TOM) et sont le siège de bases scientifiques. Trois se trouvent dans l'Océan Indien, respectivement sur les îles Kerguelen, Crozet et Amsterdam (plus l'îlot Saint-Paul) ; la quatrième se situe en Terre Adélie, secteur "français" de l'Antarctique. Il est prévu d'ouvrir en 2005 une base franco-italienne Concordia (Dôme C), située sur le continent à 1000 km de Dumont d'Urville (Figure n°1). Les bases fonctionnent avec des scientifiques et du personnel chargé de la logistique et de l'aspect technique de la vie en circuit plus ou moins clos, tout au long de l'année depuis un peu plus de cinquante ans. Des observations scientifiques y sont menées en continu, dans des domaines tels que la biologie, la botanique, l'étude des animaux marins, des oiseaux, mais les sciences de la Terre et de l'univers sont également un des grands thèmes d'étude sur ces bases.

Les bases de Port aux Français (PAF, occupée depuis 1951) sur l'île principale de l'archipel des Kerguelen, de Alfred Faure (occupée depuis 1964) sur l'île de la Possession de l'archipel Crozet et de Saint Martin de Viviès (occupée depuis 1950) sur l'île d'Amsterdam (ou Saint Paul) sont ravitaillées (en personnel, vivres, matériel de tous ordres) par le "Marion Dufresne II", à partir de l'île de La Réunion ; les traversées durent de 6 à 16 jours selon les rotations du navire. La base de Dumont d'Urville (DdU, occupée depuis 1958), en Terre Adélie, est reliée en 5 ou 6 jours par des rotations de l' "Astrolabe" au port de Hobart, en Tasmanie, au sud de l'Australie.

Les coordonnées géographiques respectives des bases sont : PAF 49°21'10" S et 70°13'03"E, Alfred Faure 46°25'51"S et 51°51'52"E, Martin-de-Viviès 37°41'05"S et 77°31'55"E et DdU 66°40'S et 140°00'E. Le nombre des hivernants varie de 15 à Crozet et Amsterdam, jusqu'à 30 à DdU et 60 à Kerguelen, alors que pendant les campagnes d'été les bases accueillent de 40 à 120 personnes (cf site IPEV).



Fig. 1 – Situation des différentes bases françaises, dans l'Océan Indien et l'Antarctique (site IPEV).

TECHNIQUES DE POSITIONNEMENT (MAREGRAPHES, DORIS, GPS)

Les bases des TAAF sont équipées depuis plusieurs années déjà de marégraphes, de récepteurs GPS permanents et de balises DORIS ; on trouvera ci-dessous (Table n° 1) les équipements présents sur les différentes bases. Ces diverses techniques sont soit des techniques de positionnement précis (DORIS et GPS), soit des mesures du niveau relatif de l'océan et de la terre.

TABLE 1 – ÉQUIPEMENTS GÉODÉSIQUES DANS LES BASES DES TAAF (SITE IGN/DORIS)

	DdU	Kerguelen	Crozet	Amsterdam
GPS	X	X		
Doris	X	X		X
Marégraphie	X	X	X	X (Saint-Paul)

Marégraphes

Les quatre marégraphes font partie du réseau Rosame (Réseau d'Observation SubAntarctique et Antarctique du Niveau de la Mer) qui est lui-même intégré à un réseau de stations situées de part et d'autre du Courant Circumpolaire Antarctique (CCA). Les différentes stations sont maintenues, outre la France, par le Royaume Uni, l'Australie et le Japon. Sur chaque base des TAAF, on trouve une station marégraphique côtière (Figure n°2) ; à Crozet et à Saint Paul se trouve également une station de plateau, mouillée au large, et qui permet de faire le lien entre la mesure côtière et les observations au large.

Les données sont acquises à un rythme horaire depuis plusieurs années. Le diagramme ci-dessous (Table n°2, qui provient du site du réseau Rosame) rend compte des périodes d'acquisition sur plus d'une décennie (mise à jour août 2002).

Ces stations permettent i) une étude des marées océaniques, ii) une validation des observations d'altimétrie satellitaire, iii) le suivi du CCA, IV) l'observation des variations séculaires du niveau de la mer.

TABLE 2 - PÉRIODES D'ACQUISITION DES DONNÉES DU RÉSEAU ROSAME (SITE ROSAME)

	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002
Kerguelen															
Amsterdam															
Crozet															
St-Paul, Argon															
Crozet, Argon															
Dumont, Argon															

DORIS

Le système DORIS (Détermination d'Orbite et Radiopositionnement Intégrés par Satellite) est un système mis au point en France ; la localisation précise des stations au sol se fait à partir de la détermination précise des orbites des satellites, en s'appuyant sur l'effet Doppler.

Le système DORIS se compose d'un réseau de stations émettrices permanentes, réparties à la surface de la Terre (Figure n°2), de récepteurs installés à bord de plusieurs

satellites, de stations dites "de localisation", de position inconnue a priori, et d'un centre de réception et de traitement des données recueillies par les récepteurs embarqués. Parmi les applications de DORIS, on trouve i) l'apport aux systèmes de référence terrestre ITRF de l'ERS (International Earth Rotation Service), ii) le positionnement et plus particulièrement le suivi des déformations des zones à risques tels que les glissements de terrain ou les zones sismiques ou volcaniques, etc., facilité par l'automatisation des balises, iii) l'étude du champ de gravité global de la Terre par un apport à la connaissance précise de l'orbite des satellites.



Marégraphe à Kerguelen (site Rosame)



Balise DORIS à Amsterdam (site Doris)

Fig. 2 – Exemples de marégraphe et de balise DORIS installés dans les TAAF.

GPS

Global Positioning System C'est le système de positionnement par satellite à l'échelle du globe. Le lancement du premier satellite a eu lieu en 1978.

Des stations permanentes sont installées dans deux des bases, l'avantage par rapport à des campagnes étant de permettre d'atteindre assez rapidement la précision nécessaire à l'observation de phénomènes tectoniques.

Cependant, la précision sur les déplacements horizontaux est bien supérieure à celle sur les déplacements verticaux.

MESURES ABSOLUES DE LA PESANTEUR

PROGRAMME DE MESURES ABSOLUES DE PESANTEUR (IPEV, INSTITUT POLAIRE FRANÇAIS PAUL ÉMILE VICTOR)

L'observatoire gravimétrique de Strasbourg est responsable d'un programme pluriannuel (cinq ans) de mesures absolues de la pesanteur dans les TAAF, les bases doivent être visitées dans l'ordre suivant: DdU, Kerguelen, Crozet,

Amsterdam, DdU (répétition en Terre Adélie en fin de programme).

Les mesures absolues de pesanteur sont encore très peu nombreuses dans la région des îles sub-antarctiques et en Antarctique. L'un des buts de ce projet était de minimiser cette lacune. D'autre part les techniques de positionnement se révèlent beaucoup moins précises dans la détermination des déplacements verticaux que dans celle des déplacements horizontaux. Il est donc bon de pouvoir ajouter à ces observations de positionnement géométrique, des observations physiques.

L'instrument utilisé est un gravimètre absolu de type FG5, outil national rattaché à l'Observatoire Gravimétrique de Strasbourg – J9. C'est un gravimètre balistique basé sur le principe du suivi de la chute d'un objet dans une chambre à l'intérieur de laquelle le vide a été fait. Un interféromètre et une horloge très précis permettent de mesurer la position de l'objet au cours de sa chute, ainsi que le temps, conduisant ainsi à la détermination de la valeur de la pesanteur.

MESURES DURANT LA CAMPAGNE D'ÉTÉ 1999-2000

La première campagne du programme a conduit à deux mesures absolues de pesanteur, l'une à Dumont d'Urville et l'autre à Hobart, en Tasmanie, port de départ de l'Astrolabe, ce dernier point faisant partie du réseau IAGBN (Boedecker G. and Flury J., 1994). Nous décrivons, ci-dessous, brièvement les mesures, mais on trouvera une discussion plus complète des mesures et des résultats dans (Amalvict et al., 2001a ; Hinderer et al., 2002).

Dumont d'Urville 2000

□ mesure absolue

Le gravimètre absolu FG5#206 était installé dans un "shelter" spécialement installé sur un pilier coulé sur la roche (Figure n°3).

Les mesures ont eu lieu du 26 février au 2 mars 2000 pour une durée totale de l'expérience de 118 heures, soit 472 séries et 11800 chutes.

Après avoir effectué les corrections "standard" (prise en compte du gradient vertical, du mouvement du pôle de rotation terrestre, de la pression atmosphérique, des marées terrestres et des marées océaniques), on trouve la valeur de la pesanteur, au sol :

$$g = 982387174,2 \pm 11,1 \mu\text{Gal}$$

La valeur assez forte de l'erreur s'explique par les conditions météorologiques (fort vent, agitation de la mer située à proximité) qui ont régné pendant toute la durée de l'expérience et ont engendré un "bruit" important.



Fig. 3 – Le gravimètre absolu FG5#206, en mesure à Dumont d’Urville.

❑ rattachements

Afin que la valeur précédente puisse être plus commodément utilisée en vue d’une comparaison avec les observations du marégraphe ou pour servir à une ligne d’étalonnage pour les gravimètres marins, nous avons établi des liens gravimétriques à l’aide d’un gravimètre de terrain Scintrex CG3M, entre le point absolu (PA) et certains points remarquables (PR). Les points entre lesquels ont été effectués les rattachements gravimétriques ont par ailleurs été très précisément nivelés en décembre 1999 par une équipe du SHOM. L’un de ces points (Cap Prud’homme) se trouve sur le continent et non plus sur l’île des Pérels qui abrite la base.

TABLE 3 – NIVELLEMENTS ET RATTACHEMENTS GRAVIMÉTRIQUES EN TERRE ADÉLIE ENTRE LE “POINT GRAVI ABSOLUE” ET LES DIFFÉRENTS EMPLACEMENTS.

	nivellement (m)	différence de pesanteur (milliGal)
marégraphe	-32,582	-6,475
site secondaire	-32,031	-5,691
Cap Prud’homme	-32,90	-8,157

L’erreur est de quelques μ Gals pour les mesures de pesanteur, et inférieure au cm pour les nivellements.

Hobart 2000

Une station de mesure absolue de la pesanteur faisant partie du réseau IAGBN (Boedecker G. and Flury J., 1994), se trouve à Hobart. Il nous a paru opportun de profiter de la présence de l’instrument dans ce lieu, pour répéter la mesure faite par une équipe japonaise en 1996.

❑ ligne d’étalonnage

Le point de mesure absolue en Tasmanie se trouve sur le Mount Pleasant, il a été rattaché au marégraphe qui se trouve dans le port de Hobart, conduisant à la valeur suivante pour la ligne DdU – Hobart, qui pourra être utilisée par les gravimétriciens marins :

Dumont – Hobart (marégraphe) :

$$g(\text{DdU})-g(\text{Hobart}) = 1,949\ 5166 \pm 30\ 10^{-8}\ \text{Gals}$$

MESURES DURANT LA CAMPAGNE D’ÉTÉ 2000-2001

La deuxième campagne de mesures a conduit à une mesure à La Réunion, avant embarquement sur le Marion Dufresne, et une mesure à la base de Port aux Français, sur l’archipel des Kerguelen. On trouvera les détails de l’expérience chez Amalvict et al., 2001b.

Kerguelen 2001

❑ mesure absolue

Le gravimètre a été installé sur le pilier du shelter #32 construit dans le passé pour des mesures d’astronomie ; malheureusement, ce bâtiment est destiné à être démolli dans un très proche avenir, ce qui pose la question de la pérennité de la mesure. Les mesures ont été effectuées de 12 au 17 janvier 2001, soit un total de 114 heures, 105 séries et 9555 chutes. Les données brutes ont été traitées selon la procédure habituelle.

La valeur finale obtenue pour la pesanteur au sol est :

$$g = 981061041,1 \pm 5,0\ \mu\text{Gal}$$

Comme à Dumont d’Urville, mais dans une moindre mesure, les mesures sont bruitées à cause de la proximité de l’océan.

❑ rattachements

Des rattachements gravimétriques ont été faits avec le marégraphe et avec un repère géodésique situé près de l’Église Notre-Dame des Vents. On trouve dans la Table n°4 les écarts gravimétriques. Les rattachements par nivellement entre ces points et le point absolu sont prévus au cours de la campagne d’été 2002-2003.

TABLE 4 - RATTACHEMENTS GRAVIMÉTRIQUES, ÉTABLIS LE 16 JANVIER 2001 AVEC UN GRAVIMÈTRE RELATIF SCINTREX-CG3 M

Emplacement	PA – ‘emplacement’
marégraphe -	1903 \pm 46 μ Gal
Notre-Dame des Vents	+ 1631 \pm 11 μ Gal

❑ mesures relatives continues

Un gravimètre relatif Scintrex-CG3 M prêté par N. Florsch et M. Llubes de l’Université de La Rochelle, a été installé en station pour un enregistrement continu de plus de deux mois des variations de la pesanteur. Une analyse de marée a ainsi pu être obtenue ; malheureusement, le fort “bruit”, déjà observé lors des mesures absolues, n’a pas permis une détermination très fine des ondes.

La Réunion 2001

Le gravimètre a été installé dans les locaux de MétéoFrance, dans la ville Le Port. Les enregistrements ont

duré du 28 décembre 2000 au 2 janvier 2001, soit un total de 94 heures, 92 séries et 8372 chutes retenues. Les données brutes ont été traitées selon la procédure standard (prise en compte du gradient vertical, du mouvement du pôle de rotation terrestre, de la pression atmosphérique, des marées terrestres et des marées océaniques). La valeur finale obtenue pour la pesanteur au sol est :

$$g = 978919406,7 \pm 5,3 \mu\text{Gal}$$

TABLE 5 - RATTACHEMENTS GRAVIMÉTRIQUES, ÉTABLIS EN JANVIER 2001 AVEC UN GRAVIMÈTRE RELATIF SCINTREX-CG3 M

Emplacement	PA – 'emplacement'
Port aux Galets	1936 ± 6 μGal
marégraphe	649 ± 6 μGal
quai d'amarrage du Marion Dufresne	2051 ± 9 μGal

□ ligne d'étalonnage

L'écart entre les deux valeurs à Kerguelen et au Port est :
 PAF (Kerguelen) – Le Port (La Réunion) :

$$g_k - g_r = 2141634,4 \pm 10,3 \mu\text{Gals}$$

MESURES FUTURES

A l'heure actuelle, le programme comporte encore trois campagnes de mesures :

Durant la campagne d'été 2002-2003 doit avoir lieu la première mesure à Crozet, au point choisi en 2001. De plus, si la durée des escales le permet nous répéterons la mesure à Kerguelen au point 2001, ferons une mesure au futur point de référence ; et nous ferons également la première mesure à Amsterdam au point choisi en 2001. Enfin, à l'issue de la mission dans les bases sub-antarctiques la répétition du point de mesure à La Réunion est prévue ainsi que l'établissement d'une nouvelle station. En complément des mesures absolues, un gravimètre relatif Scintrex-CG3 M sera installé en mars 2003 pour une durée de six mois, afin d'améliorer l'analyse de marée de 2001.

Durant la campagne d'été 2003-2004 le programme prévoit une mesure à Amsterdam, ainsi que toutes les répétitions possibles, y compris La Réunion.

Durant la campagne d'été 2004-2005 la répétition des mesures à Dumont d'Urville, au point de mesure de l'année 2000, ainsi qu'à Hobart sont prévues.

Les trois bases sub-Antarctiques auront alors été mesurées au moins une fois et la base de Terre Adélie aura été mesurée à cinq ans d'intervalle.

RESULTATS ET MODELES

L'un des apports majeurs de cet ensemble de mesures et observations dans les régions sub-Antarctique et Antarctique est son apport à l'étude du rebond post-glaciaire de l'Antarctique et le suivi du niveau moyen des mers. En effet, on observe de manière globale une faible augmentation du niveau de la mer. Or, il est difficile de

savoir si l'on a réellement affaire à une augmentation du niveau de la mer ou d'un enfoncement du continent. Les mesures de positionnement (par GPS et/ou DORIS) doivent permettre de lever cette ambiguïté. De plus si il y a déplacement vertical du sol continental, ceci doit se traduire par une variation de la valeur absolue de la pesanteur. On voit donc comment les diverses techniques se combinent et permettent (en principe) de lever certaines incertitudes quant à l'interprétation des observations. L'importance (pour ne pas dire la nécessité) de la co-localisation de différentes techniques est de plus en plus largement reconnue.

Ainsi M.N. Bouin a-t-elle montré dans sa thèse que les observations GPS à DdU conduisent à une vitesse de relèvement vertical de plus de 1 cm/an, ce qui est une valeur très grande (Bouin, 1999). Mais d'autre part les mesures DORIS semblent indiquer une faible subsidence de - 0,7 mm/an (Soudarin et al., 1999). La réoccupation du site de mesure absolue est donc de première importance. Car si l'on admet un facteur de conversion entre variation de gravité et déplacement vertical égal à 3 μGal/cm (gradient à l'air libre), un déplacement de 5cm en 5 ans tel que le prévoit le GPS devrait conduire à une variation de 15 μGal de la valeur de la pesanteur. Une telle variation ne pourra pas passer inaperçue, même si l'imprécision sur la mesure de pesanteur est grande. Par contre, la variation devrait être beaucoup plus faible, et de sens opposé, selon le déplacement prévu par DORIS. D'autre part, l'étude des signaux Doris à Dumont d'Urville montre pour le déplacement vertical une période six mois qui présente de plus un grand déphasage par rapport au déplacement prédit (Mangiarotti et al., 2001). A titre comparatif, on peut noter dans la même étude que l'amplitude est légèrement plus grande à Syowa (base japonaise en Antarctique) et que les observations coïncident parfaitement avec les prédictions. En ce qui concerne Kerguelen, la vitesse verticale serait quasiment nulle d'après les observations GPS (Bouin, 1999). L'étude de Soudarin et al., 1999 est plus ancienne et est basée sur les données de cinq années (1993-1997), mais elle quantifie les amplitudes des déplacements verticaux : - 0,7 ± 0,8 mm en Terre Adélie, - 12,5 ± 1,1 mm à l'île d'Amsterdam, - 2,2 ± 1,4 mm à l'île de La Réunion, et 0,2 ± 0,6 mm à Syowa. On constate que le déplacement est beaucoup plus important à Amsterdam qu'aux autres stations. A titre de comparaison avec des études de rebond post-glaciaire dans l'hémisphère nord, on peut citer l'étude de Larson & van Dam (2000) qui montre le bon accord entre mesures GPS et mesures absolues de pesanteur faites au Groenland, ou l'étude menée au Spitzberg (Hinderer et al., 2001).

CONCLUSIONS

Nous avons montré l'importance qu'il y a, de façon générale, à faire des mesures en co-localisation, et en particulier dans les TAAF qui sont un site présentant un grand intérêt géodynamique, et dans lequel les données sont encore peu nombreuses et difficiles à acquérir. Nous avons également vu l'importance de la répétition des mesures absolues de pesanteur, qui par la nature

complémentaire des informations qu'elles apportent, fournissent des contraintes pour départager les observations contradictoires GPS/DORIS.

On peut enfin attendre que ces mesures permettent de mieux départager les différents modèles de prédiction des mouvements verticaux. Il existe en effet plusieurs modèles qui dépendent du scénario choisi pour décrire la déglaciation de l'Antarctique et une prise en compte par la visco-élasticité (James and Ivins, 1997). Selon les scénarios, le soulèvement peut aller de 10 mm/an à 20 mm/an.

RÉFÉRENCES

Amalvict M., Hinderer J. & Luck B., 2001a *First absolute gravity measurements at the French station Dumont d'Urville (Antarctica)*, IAG Symposia, vol. 123, M. Sideris (ed.), *Gravity, Geoid and Geodynamics 2000*, Springer Heidelberg, 373-377.

Amalvict M., Hinderer J., Boy J.P. and Luck B., 2001b, *Gravity at Kerguelen (Indian Ocean): Absolute Gravity Measurements and Tidal Analysis from a relative gravimeter data*, paper presented at the IAG General Scientific Assembly, Budapest, September 2001, (proceedings available on CD-Rom).

Boedecker G. and Flury J., 1994, *International Absolute Gravity Base station Network IAGBN, Catalogue of stations and observations, edition 1994, IAG-IGC, Working Group 2 "World Gravity Standards"*, (prepared by).

Bouin M.-N., 1999, *Traitement de données GPS en Antarctique : Mouvements crustaux, rebond post-glaciaire et systèmes de référence*, thèse soutenue à Paris en 1999.

Hinderer J., Amalvict M. and Luck B., 2002, *Premières mesures françaises de gravimétrie absolue dans les régions polaires Antarctique (Terre Adélie) et Arctique (Spitzberg)*, C.R. Geoscience 334, 819-826.

James T.S. and Ivins E.R., 1998, *Predictions of Antarctic crustal motion driven by present-day ice sheet evolution and by isostatic memory of the last glacial maximum*, JGR B, 103, n°3, 4993-5017.

Larson K.M. and van Dam T., 2000, *Measuring postglacial rebound with GPS and absolute gravity*, Geophysical Research Letters, 27, n°23, 3925-3928.

Mangiarotti S., Cazenave A., Soudarin L. and Crétaux J.F., 2001, *Annual vertical crustal motions predicted from surface mass redistribution and observed by space geodesy*, JGR B, 106, n°3, 4277-4291.

Soudarin L., Crétaux J.-F. and Cazenave A., 1999, *Vertical crustal motions from the DORIS space-geodesy system*, Geophysical Research Letters, 26, n°9, 1207-1210.

Vincent C., Valette J.J., Soudarin L., Crétaux J.F., Legresy B., Rémy F. and Capra A., 2000, *DORIS campaigns at Dome Concordia, Antarctica in 1993 and 1999-2000*, http://ids.cls.fr/html/report/doris_days_2000/vincent.pdf

<http://www.ifremer.fr/ifrtp/pages/antarc.html>

<http://www.ifremer.fr/ifrtp/pages/subant.html>

<http://www.taaf.fr/>

<http://www.ign.fr/fr/PI/activites/geodesie/DORIS/stations.html>

<http://www.obsmpip.fr/omp/legos/francais/obs/rosame/rosame.htm>

<http://www.scar.org/>

<http://eost.u-strasbg.fr/obsgrav/Accueil.html>

Activités de l'IRD en Gravimétrie et en Géodésie

ACTIVITIES OF THE FRENCH INSTITUT DE RECHERCHE POUR LE DEVELOPPEMENT
IN GRAVITY AND GEODESY

S. BONVALOT^{1,2}, S. CALMANT^{1,3}, G. GABADA^{1,2},
P. LEBELLEGARD^{1,4}, D. REMY^{1,2}

¹Institut de Recherche pour le Développement /

²UR104 Chili / ³LEGOS Toulouse /

⁴GEOSCIENCES Azur, Nouméa

ABSTRACT

The French "Institut de Recherche pour le Développement" (IRD) ex ORSTOM contributes through international cooperation programs in earth sciences to research activities in gravimetry and geodesy. These activities carried out with other research groups from France and other countries (especially in developing countries) were initiated few decades ago by systematic gravity field surveys or oceanographic cruises in west and central Africa, Indian ocean or south-west Pacific for studies of continental and oceanic lithosphere. More recently, these activities have been diversified by the use of space geodesy (GPS, DORIS) and imaging (radar altimetry, INSAR Interferometry) techniques and high resolution field gravimetry (relative and absolute gravity). They are performed in the frame of multi-disciplinary research programs focused on geodynamic studies at regional and global scale and on seismic or volcanic hazards mitigation and carried out as well in the French territory and south-west Pacific regions as in south American countries. The current research topics concern the studies of crustal deformations, vertical movements and mass transfer related with seismic or volcanic activities and the modelling of crustal structures. Measurement strategies, based on the colocation of complementary methods for positioning (GPS, DORIS), satellite altimetry, bathymetry, tide gauge, gravimetry (absolute, relative) and satellite imaging (SAR interferometry), are used to allow the acquisition of precise time series and surveys and to lead to more constrained geological models. Methodological developments in data acquisition and processing are also included for accuracy assessment of ground deformation or 4-D gravity measurements. IRD also contributes within these programs, to the acquisition of permanent or temporary observation networks and to the monitoring of active volcanic or seismic zones. Educational and teaching activities, mostly dedicated to young scientists or students from developing countries are also currently performed. Recent activities and results are described in this paper.

INTRODUCTION

Dans le cadre de ses programmes de recherche en coopération en Sciences de la terre, l'IRD (Institut de Recherche pour le Développement, ex ORSTOM), conduit depuis plusieurs années, en collaboration avec de nombreux partenaires français et étrangers, des activités de recherches dans les domaines de la gravimétrie et de la géodésie. Certaines activités, comme la gravimétrie, ont débuté il y a plusieurs décennies, pour des études géologiques régionales ou des études lithosphériques sur divers chantiers géographiques sur le continent africain, l'océan indien ou le Sud-Ouest Pacifique. Elles se sont ensuite poursuivies et diversifiées, avec l'emploi de techniques complémentaires (gravimétrie, microgravimétrie, altimétrie satellitaire, géodésie GPS, interférométrie radar, etc.) et se sont orientées vers des recherches plus spécifiquement appliquées à des études de géodynamique et à l'étude des risques naturels. Les chantiers géographiques privilégiés sont alors devenus le Sud-Ouest Pacifique et l'Amérique latine, à la fois pour leur intérêt scientifique (laboratoires naturels pour l'étude de processus géodynamiques, sismiques ou volcaniques) et pour le renforcement du potentiel scientifique de pays du Sud, partenaires de ces recherches. Les recherches actuelles sont développées au sein du Département Milieux et Environnement (DME) et sont pour l'essentiel appliquées à des études de géodynamique à l'échelle régionale et à l'évaluation de l'aléa sismique et volcanique dans les pays du Sud, dans le cadre de programmes de recherche pluridisciplinaires impliquant divers domaines de la géologie et de la géophysique (tectonique, volcanologie, sismologie, etc.). Les thématiques abordées portent plus particulièrement sur l'étude des déformations crustales (déplacements horizontaux et mouvements verticaux) ou des transferts de matière en liaison avec les activités sismiques ou volcaniques et sur la modélisation des structures crustales à différentes échelles. Au cours des dernières années, ces programmes ont ainsi été conduits majoritairement dans des zones tectoniques ou volcaniques actives, dans le Sud-Ouest Pacifique, dans les Andes (Équateur, Pérou, Chili) ou encore sur le territoire français. Sur ces chantiers, des stratégies d'observations sur le moyen et le long terme sont mises en œuvre et donnent lieu à l'acquisition de données spatiales et de séries temporelles de haute résolution au sol (levés, réseaux permanents ou réitérés) et depuis l'espace (mesures satellitaires). Un effort est également réalisé pour

la co-localisation de mesures multi-techniques et la combinaison d'observations complémentaires de positionnement (GPS, DORIS), d'altimétrie satellitaire, de bathymétrie, de marégraphes, de gravimétrie (relative et absolue) et d'interférométrie radar afin de mieux contraindre les modèles déduits des observations et mieux évaluer certains effets de site.

Toutes ces activités sont conduites en étroite collaboration avec des institutions partenaires locales à l'étranger et de nombreux autres laboratoires et organismes français également spécialisés dans les domaines de la gravimétrie et de la géodésie. Ces collaborations se traduisent aussi par une participation et un soutien à plusieurs groupements de recherche (GDR INSAR /STRAINSAR, AGRET, Géodésie-Géophysique) ainsi qu'au Bureau Gravimétrique International (BGI). Les programmes de recherche donnant lieu à l'acquisition de données et à l'établissement de réseaux gravimétriques et géodésiques de référence sur le territoire national et dans des pays du Sud, la diffusion de ces données auprès de la communauté scientifique est assurée par divers organismes internationaux, dont le BGI. Dans le cadre de ses activités, l'IRD contribue à l'acquisition de moyens d'observation mobiles ou permanents en gravimétrie et en géodésie pour la réalisation de ses programmes de recherche et pour la constitution de parcs d'instruments communs avec ses partenaires français : parcs nationaux de GPS géodésiques, de gravimètres relatifs (Scintrex) et absolus (FG5, A10). Une contribution est aussi apportée en matière de développements méthodologiques pour l'évaluation, la définition ou l'amélioration de procédures d'acquisition, d'analyse et d'interprétation des données.

APPLICATIONS A LA GEODYNAMIQUE ET AU CYCLE SISMIQUE

ÉTUDE GÉODYNAMIQUE DU SUD-OUEST PACIFIQUE (GPS PERMANENT, MARÉGRAPHES)

Le Pacifique Sud-Ouest est une zone tectonique particulière qui accomode le mouvement relatif entre les plaques Pacifique et Australie par un ensemble de micro-plaques. Ces micro-plaques sont regroupées dans les bassins arrière-arc de Lau et Nord Fidjien, entre les subductions à vergence opposée des Tonga et des Nouvelles Hébrides. La géodésie spatiale nous a fourni un complément essentiel aux données de géophysique marine pour définir la cinématique des différentes plaques dans cette région (Pelletier et al., 1998, Figure 1) et pour mettre en évidence les plus importantes vitesses de convergence jamais mesurées sur Terre (Bevis et al., 1995). L'équipe de l'IRD à Nouméa a surtout mené des études focalisées sur les archipels de Nouvelle Calédonie et de Vanuatu (ex Nouvelles Hébrides). Cette équipe a bénéficié de l'accueil d'un ingénieur IGN (D. Maillard) pendant 2 ans, ainsi que de la participation active des personnels techniques des centres IRD de Nouméa et Port Vila pour les campagnes de mesure. Ces travaux ont mis en évidence (i) les variations spatiales de convergence le long de la zone de subduction des Nouvelles Hébrides (Taylor et al., 1995 ;

Calmant et al., 1995) et (ii) la fragmentation de l'archipel de Vanuatu sous l'effet de la subduction de rides, par opposition à l'absence de déformation dans l'archipel de Nouvelle Calédonie malgré l'interaction de la Ride des Loyauté avec la marge chevauchante du Bassin Nord Fidjien (Calmant et al., 2003). L'arc de Vanuatu est une région à très forte sismicité. Les données de géodésie spatiale, ayant enregistré les déplacements co-sismiques de plusieurs séismes majeurs, ont contribué à une meilleure modélisation de ces événements dans une région pauvre en équipements sismologiques (Calmant et al., 1997 ; Calmant et al., 2000 ; Regnier et al., 2003). Ce chantier a été l'occasion de tester les capacités du système DORIS, initialement conçu pour des objectifs d'orbitographie, à suivre des mouvements tectoniques par la mise en œuvre de balises DORIS autonomes de 1993 à 1997 (Calmant et al., 2000).

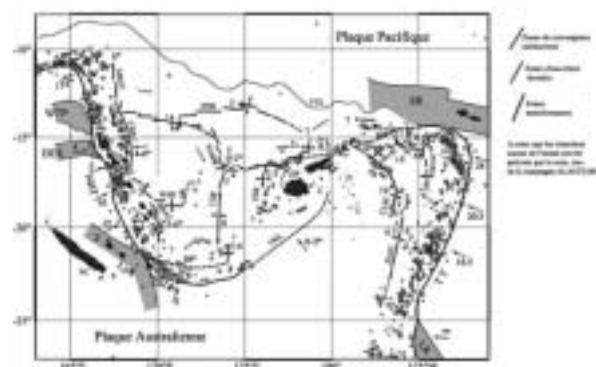


Fig. 1 : Schéma cinématique des micro-plaques constituant les bassins arrière-arc de Lau et Nord Fidjien

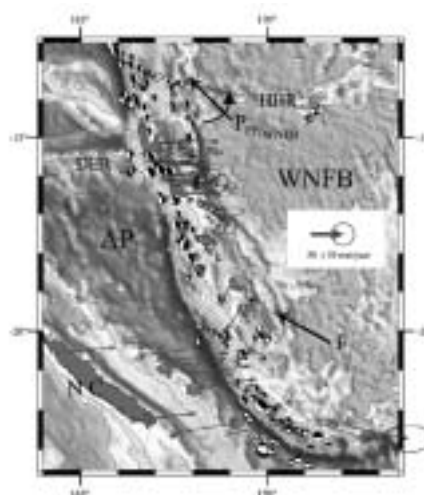


Fig. 2 : Mesures GPS des mouvements relatifs au Bassin Nord Fidjien (WBNF) au sein des archipels de Vanuatu et de Nouvelle Calédonie.

Les vitesses à Vanuatu illustrent la segmentation de l'archipel, en particulier le chevauchement de la partie centrale expulsée sur le WBNF par la collision de la ride d'Entrecasteaux (DER) avec la marge chevauchante à 15°S. Les vitesses en NC illustrent d'une part l'absence de déformation au sein de cet archipel et d'autre part la subduction rapide (~12cm/an) de la plaque Australienne dans la partie sud de la fosse des Nouvelles Hébrides (Calmant et al., 2003).

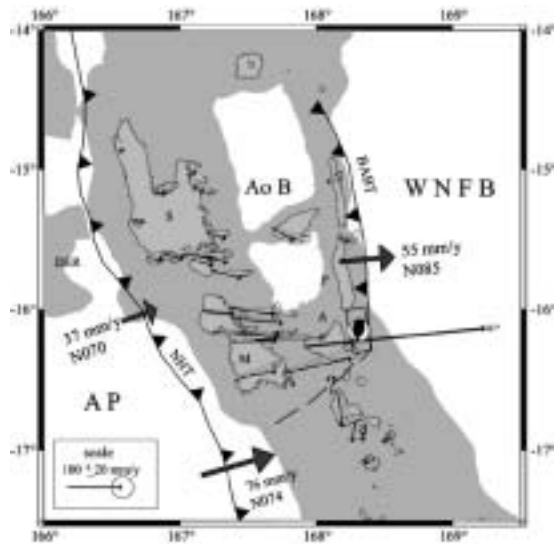


Fig. 3 : Déplacement co-sismique liés au séisme d'Ambrym, du 26 Nov 1999.

On notera en particulier le déplacement de 36 cm vers l'Est à la pointe Ouest d'Ambrym (Régnier et al., 2003)

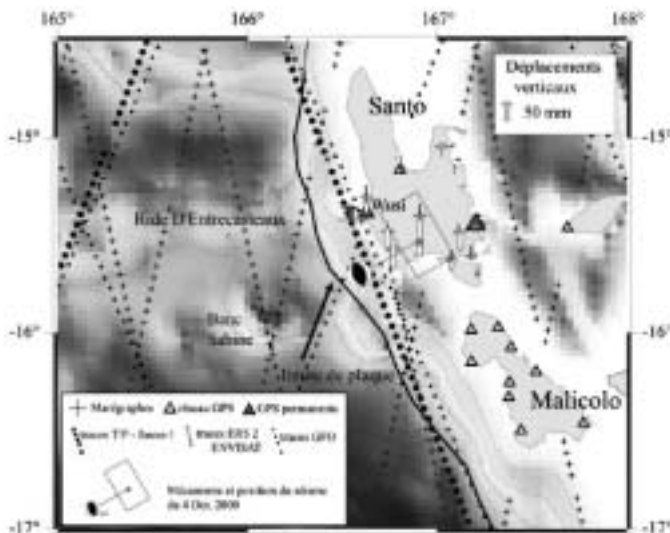


Fig. 4 : Le projet MOTEVAS.

Les marégraphes sont installés sous des haut-fonds, au nadir de traces altimétriques. Le mouvement vertical du marégraphe de Wusi (4 cm), déduit des enregistrements de hauteur de la mer à la suite du séisme d'octobre 2000 au centre de l'île, est cohérent avec la valeur mesurée à terre (5 cm).

Depuis 1999, l'IRD conduit enfin sur ce chantier une opération expérimentale de géodésie à terre et en mer associant marégraphes et altimétrie d'une part et GPS continu d'autre part. L'objectif de cette opération est de tester la capacité de tels systèmes métrologiques à séparer les mouvements crustaux et océaniques dans les observations de niveau des mers, objectif atteint dans l'exemple du séisme d'octobre 2000 (figure 4). Enfin, ce dispositif particulier permet un étalonnage des altimètres embarqués sur les satellites ENVISAT (au banc Sabine) et JASON (au banc Wusi).

Futuna a été secoué le 12 mars 1993 par un séisme de magnitude 6.4, dernier en date à avoir fait des victimes en territoire français. Sur financement PNRN, l'IRD conduit depuis lors un programme d'analyse du risque sismique à Futuna. La composante géodésique inclut l'installation d'un observatoire (Figure 5) comprenant une station DORIS (depuis fin 2000), une station GPS permanente (depuis mi 1998), un réseau d'une dizaine de sites ré-observés annuellement (depuis 1997) et un cheminement de nivellement sur la partie la plus déformée lors du dernier séisme. Cette étude a permis de caractériser le séisme de 1993 (Cabiocch et al., 1999) et son environnement géodynamique (Pelletier et al., 2001). Plus particulièrement, le réseau géodésique a permis de constater que les déformations inter-sismiques de Futuna étaient très faibles (< mm/an), suggérant, avec les autres observations géophysiques et géologiques, une récurrence centennale pour de tels événements. A noter que ce réseau constitue aussi le premier réseau précis de géodésie sur cet archipel.



Fig. 5 : Observatoire géodésique de Futuna (station DORIS au premier plan et GPS permanent au second plan).

Les antennes sont fixées sur des mâts acier ancrés profondément dans la dalle de corail. Elles ont été rattachées entre elles, faisant de ce site un site important pour l'interconnexion des réseaux globaux GPS et DORIS.

A l'instar de Wallis et Futuna, l'archipel de Polynésie française ne disposait pas de schéma géodésique suffisamment précis pour être utilisable à des fins d'étude de déformations de la plaque Pacifique ou de subsidence des îles par flexure de la lithosphère océanique. Un point 0 des îles de Polynésie Française (Figure 6) a été réalisé en octobre 2000 pour servir de référence à de futures missions dédiées à la subsidence des îles jeunes (Tahiti, Rurutu, Rapa). Dans l'optique cette fois d'une étude à terme de la rigidité de la plaque Pacifique à grande échelle, un point de référence a été installé et observé à Clipperton (janv. 2001).

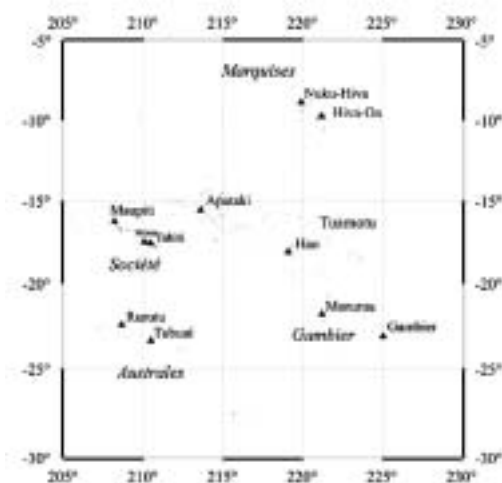


Fig. 6 : Réseau GPS de Polynésie Française

ÉTUDE DES MOUVEMENTS VERTICAUX DANS LES ANDES CENTRALES
(GRAVIMÉTRIE ABSOLUE, GPS)

La marge continentale du Chili, conséquence de la subduction des plaques Nazca et Antarctique sous la plaque sud-américaine, est également une région particulièrement active au plan géodynamique. La convergence des plaques qui s'effectue avec une vitesse moyenne de 6 à 8 cm par an est à l'origine d'un important raccourcissement lithosphérique et de la formation des reliefs andins. Cette convergence est accommodée par des séismes de grande magnitude (supérieure à 8) comme en témoigne la sismicité historique enregistrée au Chili au cours du siècle dernier. Depuis plus de 10 ans, l'IRD conduit avec d'autres partenaires français et étrangers, des recherches appliquées à l'étude du risque sismique et à l'étude géodynamique de la chaîne andine dans plusieurs pays d'Amérique du Sud et notamment au Chili. Ces recherches ont donné lieu à l'installation de réseaux sismologiques permanents ou temporaires ainsi qu'à de nombreuses observations de terrain. Ces études, ainsi que la réitération de réseaux denses GPS, installés le long de cette marge au cours de cette dernière décennie par différents groupes (US, allemands et français) ont permis de mieux préciser la structure profonde de la marge ainsi que les caractéristiques de la déformation crustale liée à la convergence et au cycle sismique.

En 2002, nous avons entrepris une opération expérimentale exploitant la complémentarité des méthodes gravimétriques et géodésiques dans le but de parvenir à une meilleure quantification et modélisation des mouvements verticaux sur la marge continentale chilienne. Ce projet, initié dans le cadre du programme de coopération ECOS-Conycit (Dorbath et Comte, 2000) en collaboration avec le département de géophysique de l'Université du Chili, l'École et Observatoire des Sciences de la Terre (EOST) de Strasbourg et l'Institut de Physique du Globe de Paris

(IPGP), présente deux objectifs fondamentaux : d'une part une tentative de détermination des taux de surrection actuels des Andes centrales (réalisation des premières mesures de référence) et d'autre part l'estimation des mouvements verticaux associés à un séisme de grande magnitude attendu dans cette région au cours des prochaines années. Ces objectifs nécessitent une quantification la plus précise possible (quelques mm par an) des mouvements verticaux à des échelles de temps depuis l'instantané à quelques années, accessible sous certaines conditions par l'acquisition de séries temporelles de mesures GPS (réseaux répétés et permanents) et de mesures absolues de la pesanteur. Ces dernières, dont la précision (1 à 3 microGal avec un instrument de type FG5) est, contrairement aux mesures GPS, indépendante de la distance et des dénivelés entre les stations de mesure, sont en effet particulièrement adaptées à la définition de grands réseaux. En revanche, leur mise en œuvre est actuellement plus complexe et la sensibilité à des paramètres extérieurs peut rendre leur interprétation moins directe que pour le GPS. Notons que les conditions climatiques arides au nord Chili tendent a priori à minimiser d'éventuelles variations de pesanteur d'origine hydrologique.

Au cours de l'été 2002, nous avons ainsi réalisé une première campagne de mesures au Chili impliquant le gravimètre absolu FG5 français (n°206) ainsi que des observations simultanées GPS. Des mesures relatives, au moyen de gravimètres Scintrex, ont également été réalisées pour une détermination locale du gradient vertical de la pesanteur sur les sites de mesures. Des mesures ont ainsi été effectuées sur plusieurs réseaux implantés depuis la côte jusqu'à la cordillère dans les régions nord (au centre de la lacune sismique Antofagasta-Arica) et centre du Chili (régions de Santiago et de Concepcion), soit au total 11 nouvelles déterminations. Nous avons ici privilégié la réoccupation de sites de mesures géodésiques ou géophysiques permanents et disposant déjà d'infrastructures (piliers, abris) : observatoire de géodésie globale TIGO à Concepcion (VLBI, SLR, GPS, gravimètre supra-conducteur) ; centre d'études spatiales de Peldehue (GPS permanent du réseau IGS, DORIS, GEOSCOPE) ; observatoire astronomique de Santiago ; sites GPS réitérés ou permanents du réseau IPGP. Deux des quatre sites de gravimétrie absolue, existant au Chili et déterminés par la NIMA (National Imaging and Mapping Agency, USA) en 2000, ont également été réoccupés au cours de cette campagne. Enfin, certains sites, localisés hors des zones habitées ou ne disposant pas de conditions logistiques suffisantes, ont dû être équipés temporairement pour un fonctionnement autonome (énergie, isolation thermique) (figure 7a). Les résultats préliminaires de cette campagne (Bonvalot et al., 2002a) (figure 7b) montrent que la précision attendue des mesures FG5 sur ces réseaux semble avoir été atteinte (1 à 3 μ Gal rms sur des durées d'observation de 24 à 48 heures), malgré des conditions de mesure sensiblement différentes de celles pratiquées en laboratoire (aménagement des sites, opérations de montage et démontage fréquentes, déplacements inter-stations).



Fig. 7a : Gravimètre absolu FG5 (206) en fonctionnement autonome dans une zone désertique au nord Chili (2002)

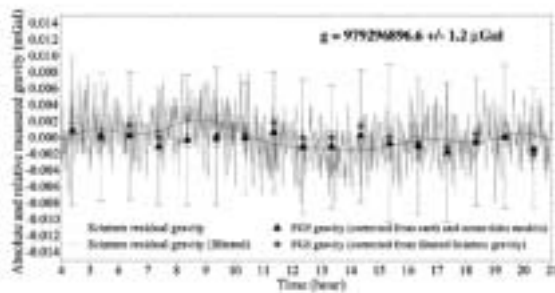


Fig. 7b : Exemple de séries de mesures relatives (Scintrex) et absolues (FG5) acquises lors de la campagne Chili, 2002 (enregistrements Scintrex présentés non corrigés de la surcharge océanique).

Ces réseaux devraient être prochainement réitérés et densifiés au moyen du même instrument et d'un gravimètre absolu portable (micro-g A-10), en cours d'acquisition par l'IRD, l'IPGP et l'IGN. Ces réseaux gravimétriques et GPS conjoints contribuent par ailleurs à la définition de lignes d'étalonnage gravimétrique, au rattachement des systèmes de référence en Amérique du Sud et aux calculs de géoïde. Ils offrent par exemple les premières lignes d'étalonnage établies au Chili avec des variations de plus de 1000 mGal en altitude et en latitude sur des distances respectives d'environ 150 et 2000 km.

APPLICATIONS A L'ETUDE DE L'ACTIVITE VOLCANIQUE

Les premières recherches conduites à l'IRD dans ce domaine ont débuté vers le début des années 90 par l'exploitation des méthodes de gravimétrie et de microgravimétrie, associées à des techniques de géodésie spatiale GPS, pour étudier les variations spatiales et temporelles de la pesanteur sur les volcans. Ces applications se sont développées consécutivement à l'apparition de nouveaux capteurs de mesure (micro-gravimètres Scintrex) et de moyens de positionnement rapide (GPS statique et ciné-

matique). Plus récemment, ces recherches ont été complétées par la mise en oeuvre de méthodes d'interférométrie radar afin d'accéder à une quantification plus fine des déformations de surface.

Le but de ces recherches, associées à des études géologiques et sismologiques, est (i) d'apporter des contraintes sur la structure (réservoirs magmatiques, zones de faiblesse structurale) ou la dynamique interne (déformations de surface et transferts de fluides en liaison avec des activités récentes) des systèmes volcaniques actifs et (ii) de contribuer à une meilleure évaluation de l'aléa volcanique et à l'implantation de réseaux de surveillance dans les pays du Sud. Nécessitant des données de terrain de haute résolution, proches de celles habituellement atteintes en laboratoire, ces recherches sont aussi accompagnées de développements méthodologiques afin d'améliorer les procédures d'acquisition et de traitement des données et en permettre une évaluation objective pour les modèles interprétatifs. Ces développements ont été réalisés en laboratoire ou sur des volcans pilotes bien documentés ou disposant de facilités logistiques (Réunion, Italie, Japon). Des applications à l'étude de volcans actifs en Amérique latine ou en Indonésie ont été menées dans le cadre de programmes d'études pluridisciplinaires et pour le transfert de connaissance vers des équipes étrangères.

ÉTUDE DES VARIATIONS SPATIALES ET TEMPORELLES DE LA PESANTEUR SUR LES VOLCANS (GRAVIMÉTRIE, GPS)

Avec l'acquisition par l'IRD du premier micro-gravimètre à acquisition numérique en France (Scintrex CG-3M), nous nous sommes intéressés, conjointement avec le laboratoire de gravimétrie et géodynamique de l'IPGP, à une évaluation précise des réponses instrumentales et à l'amélioration du rapport signal/bruit des enregistrements gravimétriques.

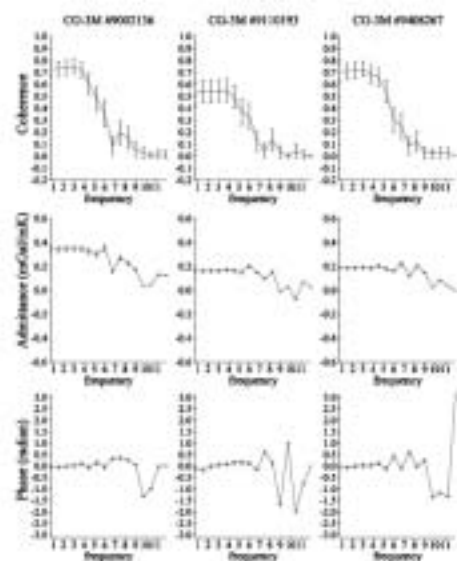


Fig. 8 : Exemple de fonctions de transfert gravité-température déterminées sur plusieurs semaines pour 3 microgravimètres Scintrex CG-3M (Bonvalot et al., 1998a)

Ces travaux ont par exemple permis de déterminer les fonctions de transfert à long terme entre les paramètres gravimétriques, inclinométriques et atmosphériques enregistrés (figure 8) et de quantifier les seuils de détection de la microgravimétrie différentielle (Jousset et al., 1995 ; Bonvalot et al., 1998a ; Bonvalot et al., 2001a).

Nous avons ainsi pu définir des protocoles d'acquisition et de traitement de séries temporelles discrètes et continues de gravimétrie qui ont ensuite été appliqués à l'étude de plusieurs édifices. Ces protocoles incluent l'utilisation simultanée d'au minimum deux gravimètres et le contrôle systématique des facteurs d'étalonnage sur des stations de référence situées sur des zones stables au voisinage des zones d'étude. Ces travaux ont montré qu'une précision de l'ordre de 5 à 10 microGal pouvait être atteinte au sein d'une même campagne pour la détermination de réseaux (après ajustement) sur les volcans. En fonction de divers facteurs (possibles effets de site au voisinage des stations de référence, comportement de la dérive instrumentale et des constantes d'étalonnage instrumental constatées sur le long terme), nous avons pu estimer à 15-30 μGal , le seuil effectif de détermination des signaux temporels détectables sur les volcans avec des gravimètres Scintrex. Une chaîne de traitement interactive de données gravimétriques Scintrex, mise au point pour ces recherches, a récemment été finalisée (Gabalda et al., 2003).

Parallèlement, plusieurs études conduites au cours des dernières années en collaboration avec d'autres équipes, ont permis d'apporter des contraintes sur la structure ou la dynamique interne de zones volcaniques actives : localisation de réservoirs magmatiques anciens ou actuels ; identification d'anciennes caldéras ; contrôle structural sur l'activité récente ; détection de transferts de fluides magmatiques (Bonvalot et al., 1995 ; Deplus et al., 1995 ; Bonvalot, 1998b ; Deplus et al., 1998 ; Ballu et al., 1998). Des études sont actuellement en cours sur deux volcans explosifs andins au Pérou (Misti) et au Chili (Lascar).

Nos travaux sur le Piton de la Fournaise, en collaboration avec l'IPGP et l'Observatoire Volcanologique, ont par exemple donné lieu à la définition d'un premier réseau microgravimétrique et GPS conjoint d'une centaine de stations. Des réitérations annuelles de ce réseau ont démontré l'existence de variations temporelles de pesanteur à l'intérieur de l'enclos Fouqué au cours des dernières années. Un résultat notable est la mise en évidence de la signature gravimétrique de l'intrusion magmatique associée à l'éruption de Mars 1998 (figure 9). L'inversion des données, a permis d'interpréter cette signature comme celle d'un dyke associé à un transfert de masse vers la surface (travaux en cours de publication). Les résultats de cette étude sont cohérents avec ceux déduits des observations géologiques et des données de déformation par interférométrie radar acquises au cours d'une même période de temps (Massonnet et Sigmundsson, 2000).

Bien que de mise en œuvre relativement complexe, il est souligné que la méthode microgravimétrique associée au nivellement GPS de précision reste la seule méthode permettant de quantifier les variations de masse associées à de tels processus géodynamiques. Un gain significatif de

la précision et un allègement des procédures de mesure sur le terrain (contrôle de la dérive instrumentale des gravimètres relatifs) est attendu prochainement avec l'incorporation de mesures gravimétriques absolues sur les réseaux d'observation à l'aide d'instruments portables (type A10). En outre, nos travaux ont démontré les potentialités de la gravimétrie différentielle en continu (Bonvalot et al., 1998a) qui devrait permettre d'accéder à la dynamique des transferts de masse. Une première expérience de validation en milieu volcanique, d'une durée de plus de 6 mois, a été menée sur le Piton de la Fournaise (Bonvalot et al., 1998b).

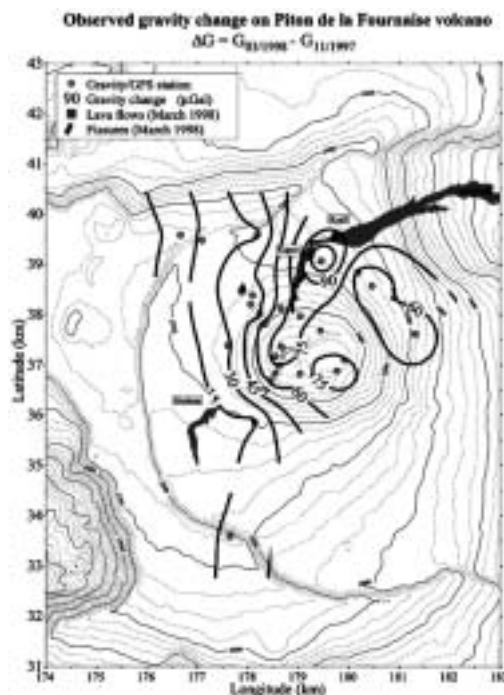


Fig. 9 : Signature microgravimétrique de l'intrusion magmatique de Mars 1998 sur le Piton de la Fournaise (valeurs en microGal corrigées des variations d'altitude mesurées par GPS)

ÉTUDE DES DÉFORMATIONS VOLCANIQUES PAR INTERFÉROMÉTRIE RADAR (INSAR) ET GPS

Les études de déformations sur les volcans et la surveillance volcanologique bénéficient aujourd'hui des moyens d'observation spatiale comme ceux récemment apportés par l'interférométrie radar (voir par exemple Massonnet et Sigmundsson, 2000 ; Zebker et al., 2000). L'un des apports majeurs par rapport aux techniques classiques de surveillance (GPS, nivellement, inclinométrie, etc.) est de fournir une imagerie précise et complète du champ de déformation sans instrumentation préalable au sol. Ces méthodes offrent ainsi des possibilités sans précédent pour étudier des activités actuelles ou récentes (jusqu'en 1992, date de lancement des premiers satellites radar à synthèse d'ouverture) sur des objets peu ou pas instrumentés et sur lesquels des réseaux au sol peuvent difficilement être installés ou maintenus en raison de conditions d'accès difficiles ou dangereuses. Elles présentent donc un intérêt évident pour l'étude ou le suivi des

VOIR CAHIER COULEUR

volcans explosifs, en particulier dans les pays en développement où les moyens de surveillance sont encore largement insuffisants.

Dans le cadre des programmes de coopération de l'IRD en Amérique latine, nous nous sommes focalisés sur quelques volcans parmi les plus actifs et les plus représentatifs du volcanisme andin (en Équateur, au Pérou et plus récemment au Chili) pour y conduire des études détaillées permettant d'évaluer l'apport et les limites de l'interférométrie radar pour l'étude du volcanisme explosif dans ces régions. Ces études ont été développées en collaboration avec l'IPGP, l'Université de Clermont Ferrand, l'ENS Lyon ou l'Université de Savoie, à travers plusieurs projets subventionnés par l'INSU (PNRN), l'Agence Spatiale Européenne ou le Clirsen (Quito). Les objectifs visés sont : (i) de caractériser le type de déformations associées au volcanisme andésitique (notamment celles associées à l'évolution de dômes de lave), (ii) d'évaluer les potentialités de l'interférométrie radar pour le suivi de volcans actifs potentiellement dangereux, (iii) de fournir des mesures de référence (lignes de base) utiles à l'étude d'activités futures.

Nous avons ainsi étudié plusieurs activités récentes en exploitant des données radar ERS et JERS. Pour assurer un contrôle au sol des résultats interférométriques, nous avons implanté sur ces volcans des réseaux GPS (figures 10a et 10b) pour lesquels des stratégies d'observations statiques et cinématiques et des procédures de calcul précises (GAMIT/GLOBK) sont mises en œuvre. A noter qu'il s'agissait pour la plupart de ces volcans des premiers réseaux de mesures géodésiques.

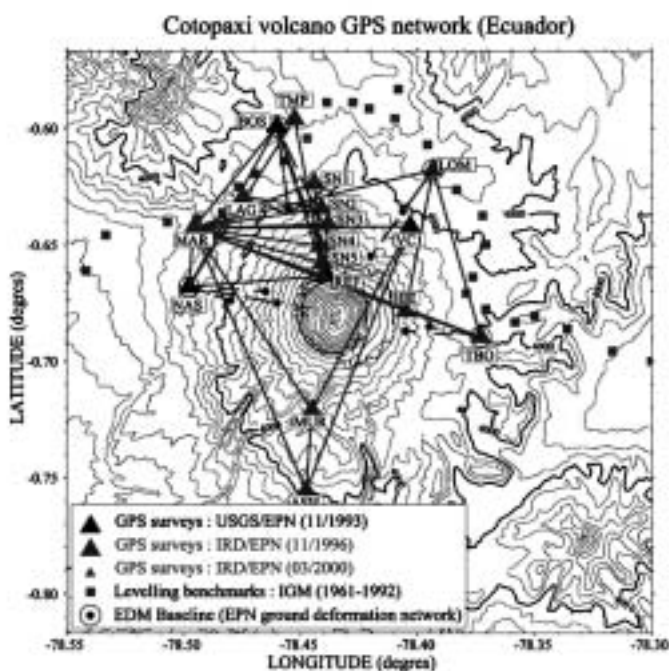


Fig. 10a : réseau GPS sur le volcan Cotopaxi (Équateur)

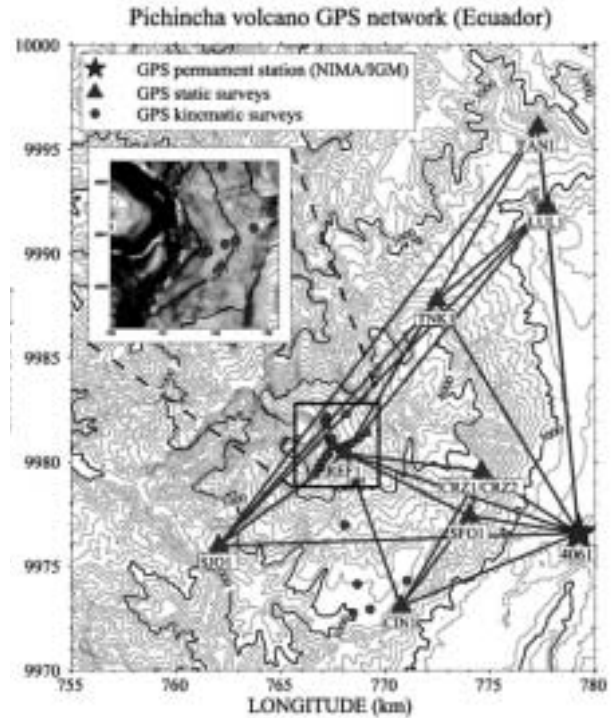


Fig. 10b : réseau GPS sur le volcan Pichincha (Équateur)

Ces travaux ont d'abord permis d'évaluer la décorrélation spatiale et temporelle des sites d'étude aux ondes radar permettant ainsi de localiser les zones géographiques où la méthode interférométrique est applicable pour le suivi de l'activité volcanique. C'est par exemple le cas de la zone sommitale active du volcan Pichincha (figure 11), qui pourrait ainsi être suivie par méthodes spatiales, a fortiori si les prochaines missions permettent une plus grande répétitivité des observations et une meilleure répétition d'orbites. Un résultat inattendu a été obtenu sur le volcan Cotopaxi, où les zones de Lahars semblent constituer de bons réflecteurs sur le long terme aux ondes radar (les glaciers sommitaux restant incohérents) (Remy, 1999 ; Bonvalot et al., 2001b). Cette caractéristique pourrait permettre d'orienter le déploiement futur de réseaux de surveillance sur ce type de volcans afin d'optimiser la combinaison des mesures au sol et des mesures satellitaires.

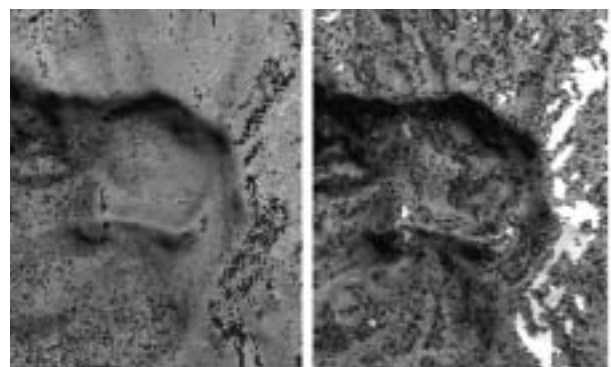


Fig. 11 : Exemple d'interférogrammes cohérents sur la caldéra et le dôme actif du Guagua-Pichincha (Equateur). Sur ce secteur, la cohérence est maintenue jusqu'à une période d'environ 6 mois.

VOIR CAHIER COULEUR

VOIR CAHIER COULEUR

Nous avons également pu suivre la crise volcanique du Guagua-Pichincha qui a conduit à l'éruption paroxysmale de septembre 1999. Les résultats des mesures de déformation (interférométrie et GPS) ont montré qu'il n'y avait pas eu de déplacements horizontaux ou verticaux de l'édifice à grande longueur d'onde (Remy, 1999 ; Bonvalot et al., 2001 ; Mothes et al., 2000). Cette contrainte indiquerait que cet épisode n'a donc pas été accompagné de mouvements de fluides magmatiques ou d'importantes variations de pression dans la structure superficielle du volcan. Des changements morphologiques très localisés à l'intérieur de la caldéra ont néanmoins pu être détectés par les mesures radar (Bonvalot et al., 2001b, 2002b ; Remy et al., 2002) sur une période couvrant l'éruption de 1999 qui a conduit à la destruction partielle du dôme actif (figure 12).

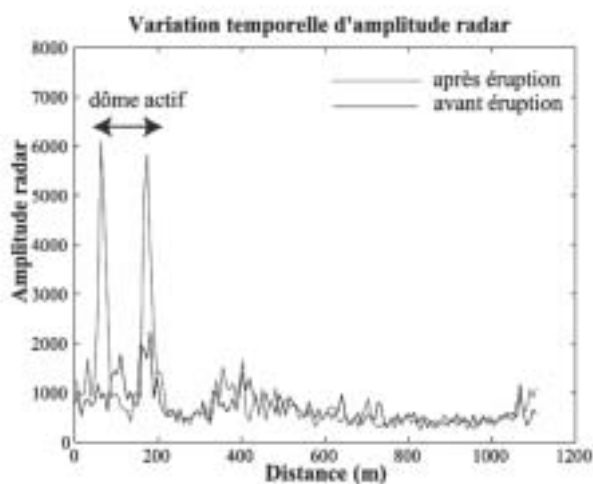


Fig. 12 : Variation temporelle d'amplitude radar observée le long d'un profil E-W à travers la caldéra du Guagua-Pichincha et liée à un changement morphologique du dôme.

Ce résultat est encourageant pour le suivi de l'évolution des dômes andésitiques par méthodes spatiales (interférométrie ou radarclinométrie). On peut également noter que l'absence de déformation à grande longueur d'onde a également été constatée pour l'activité récente d'un autre volcan andésitique : le volcan Lascar au Chili (Pavez, 2001 ; Pavez et al., 2002 ; Pritchard et Simmons, 2002 ; Remy et al., 2002).

Ces recherches sont actuellement approfondies vers une tentative de quantification des déformations sur des objets de petite taille (ex : cratères, dômes, etc.). Un effort est en cours vers l'amélioration des jeux de données (réduction des effets de site ou d'effets troposphériques) et vers l'obtention de MNT de haute résolution par l'utilisation de techniques photogrammétriques et GPS. Ces développements ont d'ailleurs pu être récemment testés avec succès sur d'autres édifices (Vulcano, Sakurajima) dans le cadre de collaborations avec l'Université de Bologne (Baldi et al., 2000 ; Baldi et al., 2002) et le Geographical Institute of Japan (Remy et al., 2001 ; Murakami et al., 2001).

AUTRES APPLICATIONS

ÉVALUATION DE LA GRAVIMÉTRIE 4-D POUR LA SURVEILLANCE DE RÉSERVOIRS DE GAZ NATURELS

En collaboration avec un partenaire industriel (TFE), l'IRD a conduit en 2000 une expérience de surveillance microgravimétrique et GPS d'un site de stockage de gaz souterrain. Cette expérience, menée sur financement INSU (PNRN) en collaboration avec le laboratoire de gravimétrie de l'IPGP et l'Université de Montpellier, avait pour but (i) de vérifier le caractère opérationnel de certains dispositifs de mesure différentielles prévus sur les volcans, (ii) d'adapter une méthode d'inversion gravimétrique à la modélisation de transferts de masse en sub-surface, (iii) de permettre une meilleure discrimination des signaux acquis (liés à des changements de contraintes et des fluctuations de nappe phréatique dans la structure induits par l'exploitation du site) dans un cas bien documenté : connaissance de la structure et des propriétés physiques du milieu (porosité, densité), des plannings d'injection et de pompage, etc. Elle avait aussi pour but d'évaluer les possibilités de la surveillance gravimétrique et géodésique pour l'étude de réservoir de gaz.

Sur ce site pilote, nous avons tenté d'acquérir des mesures différentielles continues de microgravimétrie et de GPS au cours d'un cycle complet d'exploitation du site (production/re-injection). Des mesures réitérées ont également été réalisées au cours de cette période. Les données acquises (en cours d'exploitation) ont déjà permis de mettre en évidence des variations gravimétriques saisonnières de faible amplitude (inférieures à 60 microGal) cohérentes avec les variations prédites par un modèle 3D élaboré à partir des données géologiques (figures 13a, 13b) (Bonvalot, 2002). Cette expérience a aussi mis en évidence la nécessité de mieux fiabiliser les dispositifs de mesures Scintrex pour des acquisitions continues. Elle confirme également les potentialités de la surveillance microgravimétrique pour le suivi de ce site.

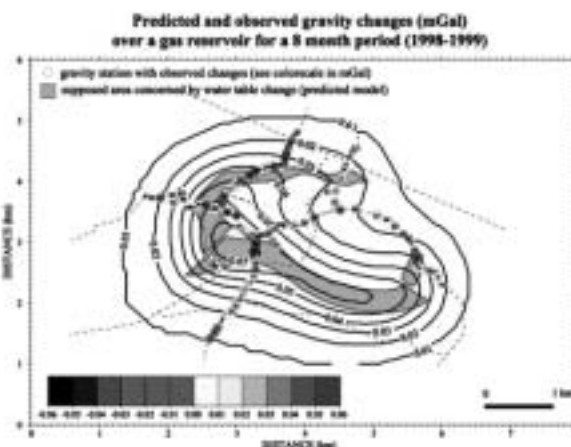


Fig. 13a : Comparaison des anomalies microgravimétriques observées et calculées et au cours d'un cycle d'exploitation d'un réservoir de stockage de gaz souterrain.

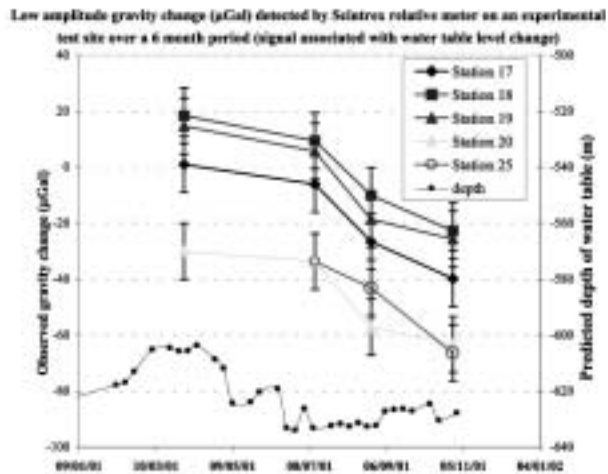


Fig. 13b : Exemple de variation gravimétrique temporelle de faible amplitude (inférieure à 0,06 mGal), détectée sur une période de 6 mois par des mesures Scintrex.

Ce signal observé sur des stations localisées au centre de la structure (fig. 13a) est lié à une variation de la nappe phréatique en réponse à une ré-alimentation du réservoir.

PARTICIPATION AUX CAMPAGNES D'INTER-COMPARAISON DE GRAVIMÈTRES ABSOLUS ET RELATIFS (BIPM)

Dans le cadre de nos activités, nous participons aux campagnes d'inter-comparaison de gravimètres relatifs et absolus (ICAG) coordonnées par le Bureau International des Poids et Mesures (BIPM) à Sèvres (Becker et al., 1995 ; Jousset et al., 1995). En 2001, nous avons contribué aux observations relatives effectuées sur les réseaux de stations absolues ainsi qu'aux déterminations des gradients verticaux de la pesanteur (Vitushkin et al., sous presse).

DÉVELOPPEMENT D'UNE CHAÎNE DE TRAITEMENT DE DONNÉES MICROGRAVIMÉTRIQUES (CG3TOOL)

Les corrections gravimétriques standard appliquées de manière automatique par les gravimètres Scintrex étant de précision insuffisante pour des applications de haute résolution, nous avons développé, au fil de nos recherches, un ensemble de procédures de traitement de données Scintrex. Ces procédures ont été regroupées dans une chaîne logicielle interactive (CG3TOOL) disponible pour station de travail et maintenant diffusée (Gabalda et al., 2003). Cette chaîne est notamment utilisée à l'IRD, à l'IPGP ou à l'IGN pour l'exploitation de campagnes de mesures gravimétriques ou le pré-traitement de séries gravimétriques temporelles (figure 14).

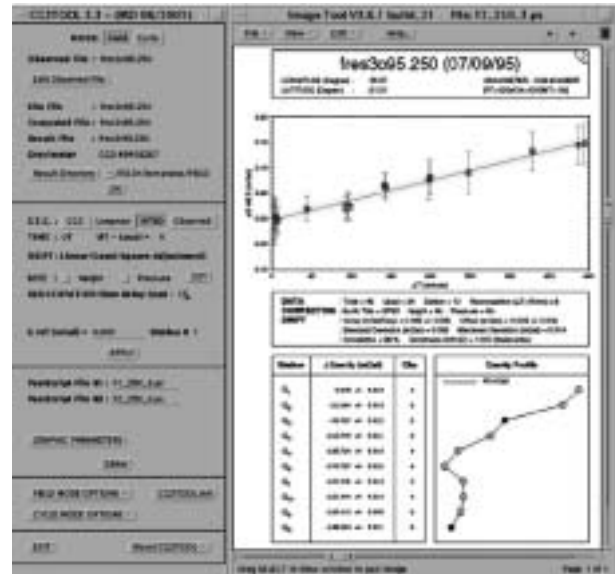


Fig. 14 : Interface du programme CG3TOOL

DÉVELOPPEMENT D'UNE CHAÎNE DE TRAITEMENT GPS AUTOMATISÉE (GPSTOOL)

Le chantier du Sud-Ouest Pacifique se caractérisait par une très forte probabilité de mouvements inter-co- et post-sismiques. Il en a résulté qu'un réseau dense d'environ 50 stations a dû être réoccupé fréquemment pour pouvoir extraire ces signaux transitoires des séries temporelles. Pratiquement, cela nous a conduit à développer une chaîne de traitement automatisant au mieux les calculs GPS par le logiciel Bernese. Cette chaîne de traitement automatisé, GPSTOOL, est actuellement opérationnelle sur deux sites, à Nouméa et à Bondy et sert aux calculs de 4 groupes scientifiques (géodésie marine, géophysique et volcanologie). Ponctuellement, elle permet de répondre dans des délais très brefs à des demandes de calculs provenant de partenaires extérieurs tels que les services topographiques des pays d'intervention (Nouvelle Calédonie, Vanuatu).

CONTRIBUTION AUX BANQUES DE DONNÉES GLOBALES

DONNÉES GRAVIMÉTRIQUES ET STATIONS DE RÉFÉRENCE

L'IRD contribue à la diffusion, auprès de la communauté internationale, des données gravimétriques terrestres ou marines acquises dans le cadre de ses programmes, via le BGI qui assure l'archivage et la diffusion de ces données. La contribution majeure dans ce domaine reste bien entendu l'ensemble des données acquises par les équipes de l'ORSTOM en Afrique francophone (près de 100000 points de mesure), qui font l'objet de demandes régulières pour des études scientifiques ou privées (figure 15). Une contribution au réseau international de bases gravimétriques absolues (IABGN) est prévue prochainement à la suite des nouveaux programmes d'observations en gravimétrie absolue.



Fig. 15 : Base de données gravimétriques IRD/ORSTOM sur l'Afrique de l'Ouest et centrale.

BATHYMÉTRIE GLOBALE

L'altimétrie satellitaire donne accès au géoïde marin puisqu'il y est matérialisé par la surface permanente des océans. Les ondulations de ce géoïde reflètent, aux courtes longueurs d'ondes, les contrastes de densité superficiels et en particulier l'interface eau-lithosphère que constitue le fond marin. Par inversion conjointe de l'ensemble des mesures d'altimétrie satellitaire et des sondages océanographiques, une carte globale du relief sous-marin (Figure 16) a été établie en collaboration avec le CNES (Calmant et al., 2002). Du fait de la méthode-même développée pour cette étude (Calmant, 1994), une carte d'incertitude est associée à la carte de valeurs, ce qui en fait un produit de base pour de nombreuses autres domaines scientifiques.

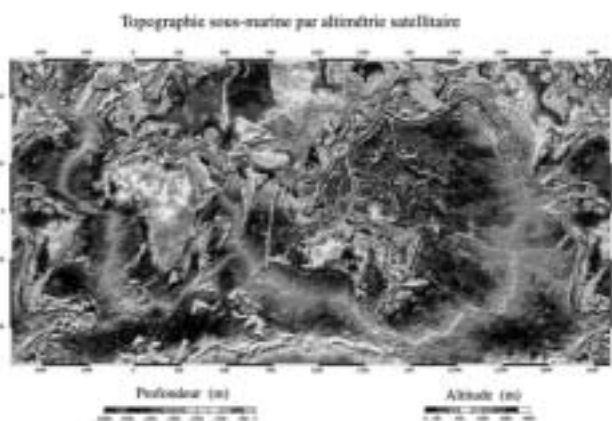


Fig. 16 : Topographie globale du relief sous-marin déduite de la combinaison de données d'altimétrie satellitaire et de sondages océanographiques.

RÉSEAUX GPS PERMANENTS

Dans le Pacifique Sud Ouest, l'IRD est intervenu dans un contexte d'absence notable d'équipements géodésiques. Dans le cadre de ses programmes de recherches, l'IRD a participé au développement de réseaux de stations permanentes (3 stations en NC dont 2 IRD, 2 à Vanuatu gérée par l'IRD, 1 à Futuna). Ces stations ont une triple vocation : servir d'appui pour les mesures du programme scientifique, servir de référence pour les services topographiques partenaires et participer aux services internationaux (IGS, ITRF, APGRP). Une contribution aux réseaux d'observation permanents à semi-permanents est aussi prévue en Amérique latine.

ACTIONS DE FORMATION

Les activités présentées ici sont accompagnées d'actions de formation auprès d'étudiants français et étrangers participant à ces programmes. Certaines de ces formations (thèse, DEA) sont suivies au sein d'écoles doctorales avec lesquelles l'IRD collabore (IPGP, LEGOS, GeoSciences Azur). Plusieurs bourses de formation ou d'échanges scientifiques ont ainsi été accordées au cours des dernières années par le Département Soutien et Formation de l'IRD.

REMERCIEMENTS

Nous remercions de nombreux collègues qui ont collaboré aux travaux présentés ici ou soutenu ces recherches : IRD (Y. Albouy, F. Bondoux, J. Boulègue, JM. Boré, G. Cabioch, P. Charvis, JY. Collot, L. Dorbath, G. Hérial, G. Juste, JL. Laurent, C. Luro, J. Martinod, JP. Metaxian, B. Pelletier, R. Pillet, B. Pontoise, J. Recy, M. Regnier, P. Soler) ; Institut de Physique du Globe de Paris (J. Ammann, V. Ballu, F. Beauducel, P. Briole, O. Charade, JL. Cheminée, JB. De Chaballier, JC Delmond, C. Deplus, M. Diamant, J. Dubois, MF. Esnault, H. Robic, JC. Ruegg) ; EOST (J. Hinderer, B. Luck), Institut Géographique National (MN. Bouin, C. Boucher, M. Kasser, D. Maillard) ; Université de Clermont-Ferrand (JL. Froger, JF. Lenat, A. Finizola) ; Université de Savoie (P. Lesage, J. Vandemeulebrouck) ; TFE (D. Fourmaitreaux) ; Université de Montpellier (R. Bayer) ; BGI (G. Balma, G. Balmino, JP. Barriot, B. Langelier, S. Pecquerie, D. Toustou) ; BIPM (L. Vitushkin, Z. Jiang) ; BRGM (N. Debeglia) ; ENS Lyon (C. Delacourt), LEGOS Toulouse (A. Cazenave, L. Soudarin, JF. Creteaux) ; CLS (J-J. Valette) ; Université du Chili (D. Comte, D. Legrand, J. Campos) ; Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise (T. Staudacher, P. Catherine, P. Kowalski) ; Institut Géophysique du Pérou (O. Macedo) ; l'Ecole Polytechnique Nationale de Quito (P. Hall, P. Mothes) ; Service Topographique du Vanuatu (M. Kalsale Williams) ; BGN de Nouvelle Calédonie (J. Chatelier) ; Services Topographiques Provinciaux de Nouvelle Calédonie (S. Chailleux, J-P. Fong, L. & C. Foulonneau) ; les directeurs des Missions Océanographiques du Pacifique (antennes SHOM) de Nouméa et de Papeete ; Université de Polynésie Française (A. Bonneville,

S. Clouard) ; Université d'Hawaii (M. Bevis, D. Phillips) ; Université d'Austin (F. Taylor) ; ainsi que P. Baldi, S. Bernardie, E. Calais, M. Ducarme, K. Feigl, N. Florsh, C. Ganino, Ph. Jousset, L. Longuevergne, M. Marsella, M. Murakami, A. Pavez, J. Stix, C. Vigny. Remerciements à Scintrex, Martec, Micro-g Solutions. Ces recherches ont bénéficié du soutien des Départements DME et DSF de l'IRD, de l'INSU (programmes PNRN, PNTS, PN Tectoscope-Positionnement), des Observatoires Volcanologiques de l'IPGP, de l'ESA, du CLIRSEN (Quito) et des GDR AGRET et INSAR.

REFERENCES

Baldi, P., Bonvalot, S., Briole, P., Marsella, M., *Digital photogrammetry and kinematic GPS applied to the monitoring of Vulcano Island, Aeolian Arc, Italy*, *Geophys. J. Int.*, 142, 801-811, 2000.

Baldi, P., Bonvalot, S., Briole, P., Gwinner, K., Coltelli, M., Puglisi, G., Marsella, M. and Remy, D., *Remote Sensing and GPS for the Derivation of Digital Terrain Models for Volcanic Modelling: Validation and Comparison of Different Techniques*, *International Journal of Remote Sensing*, 23, 22, pp. 4783-4800, 2002.

Ballu V., Dubois J., Deplus C., Diament M., Bonvalot S., *Crustal structure of the Mid-Atlantic Ridge in the MARK area from sea-floor and sea-surface gravity data*, *Journal of Geophys. Res.*, 103, B2, 2615-2631, 1998.

Becker, M., L. Balestri, R. Bartell, G. Berrino, S. Bonvalot, M. Diament, M. D'Errico, C. Gerstenecker, C. Gagnon, P. Jousset, A. Kopaev, J. Liard, I. Marson, B. Meurers, I. Nowak, S. Nakai, F. Rehren, B. Richter, M. Schnüll, A. Somerhausen, W. Spita, S. Szatmari, M. Ruymbeke van, H.G. Wenzel, H. Wilmes, M. Zucchi, and W. Zürn, *Microgravimetric measurements at the 1994 International Absolute Gravimeter Intercomparison in Sèvres, France*, *Metrologia*, 32, 145-152, 1995.

Bevis, M., F. Taylor, B. Schutz, J. Recy, B. Isacks, S. Helu, R. Singh, E. Kendrick, J. Stowell, B. Taylor and S. Calmant, *Geodetic observations of very rapid convergence and back-arc extension at the Tonga island arc*, *Nature*, 374, 249-251, 1995.

Bonvalot S., *Bilans scientifiques et financiers (année 2000-2001) du projet PNRN 07-2000-AV (INSU/IRD)*, 11p., 2002.

Bonvalot S., Métaxian J.P., Gabalda G., Pérez O., *Gravity and GPS studies at Masaya Volcano (Nicaragua): Structural modelling and monitoring volcanic activity*, *IUGG XIX, July 1995, Boulder*, 1995.

Bonvalot S., Diament M., Gabalda G., *Continuous gravity recording with Scintrex CG-3M meters : a promising tool for monitoring active zones*, *Geophys. Journal Int.*, 135, 470-494, 1998a.

Bonvalot S., Diament M., Deplus C., Gabalda G., Staudacher T., *Microgravity study of Piton de la Fournaise volcano (La Réunion)*, *Annales Geophysicae, Supplement to Volume 16, part 1*, 1998b.

Bonvalot, S., Diament, M., Ammann, J., Ballu, V., Deplus, C., Gabalda, G., Remy, D., *Temporal Gravity Observations on volcanic areas : contribution and limitation of relative*

gravimetry, *EOS Trans. AGU*, 82, 47, (invited), 2001a.

Bonvalot, S., Gabalda, G., Rémy, D., Briole, Froger, J.L., Mothes, P., Hall, P., Lopez, G., *SAR interferometry and GPS studies at Guagua Pichincha and Cotopaxi volcanoes (Ecuador)*, *Geophys. Res. Abstracts*, 3, 1627, 2001b.

Bonvalot, S., Comte, D., Dorbath, L., Gabalda, Ganino, C., Hinderer, J., Luck, B., Ruegg, J.C., *Absolute gravity measurements in Chile : preliminary results*, VII International Congress in Earth Sciences / IAG symposium on crustal deformations in south America, Santiago, Chile, 2002a.

Bonvalot, S., Gabalda, G., Rémy, D., Pavez A., Diament M., Mothes, P., 2002b. *Assessment of ground deformation measurements on Andean volcanoes using SAR interferometry and GPS data*, in : *Proceedings of the 5th International Symposium on Andean Geodynamics*, Ed. IRD Paris, 97-100, 2002b.

Cabioch, G., S. Calmant, R. Pillet, B. Pelletier, M. Regnier, *Apports de la croissance des coraux à l'étude sismo-tectonique de Futuna (territoire de Wallis et Futuna, Pacifique Sud-Ouest)*, *C. R. Acad. Sc.Paris*, t 329, sér. IIa, 328, 429-434, 1999

Calmant, S., *Seamount topography by least-squares inversion of altimetric geoid heights and shipborne profiles of bathymetry and /or gravity anomalies*, *Geophys. J. Int.*, 119, 1994.

Calmant, S., P. Lebellegard, F. Taylor, M. Bevis, D. Maillard, J. Recy and J. Bonneau, *Geodetic Measurements of Convergence across the New Hebrides Subduction Zone*, *Geophys. Res. Lett.*, 22-19, 2573-2576, 1995.

Calmant, S., B. Pelletier, R. Pillet, M. Regnier, P. Lebellegard, D. Maillard, F. Taylor, M. Bevis, and J. Recy, *Interseismic and Coseismic Motions in GPS Series Related to the Ms 7.3 July, 13, 1994, Malekula Earthquake, Central New Hebrides Subduction Zone*, *Geophys. Res. Lett.*, 24-23, 3077-3080, 1997.

Calmant S., J.-J. Valette, J-F Crétaux et L. Soudarin, *Tectonic plate motion and co-seismic steps surveyed by DORIS field beacons: The New - Hebrides experiment*, *J. Geodesy*, 2000

Calmant S., M. Berge-Nguyen et A. Cazenave, *Global sea-floor topography by least-squares inversion of satellite altimetry and shipboard bathymetry*, *Geophys. J. Int.*, 151, 795-808, 2002.

Calmant S., B. Pelletier, P. Lebellegard, M. Bevis, F. Taylor, et D. Phillips, *Tectonics of the Vanuatu arc and New Hebrides Subduction Zone Constrained by GPS*, *J. Geophys. Res.*, in press, 2003.

Dorbath, L. and Comte, D., *Movimientos verticales en el ante-arco y en el arco de los Andes Centrales*. *Ecos-Conicyt*, n°C00U03, 10 p., 2000.

Deplus C., Bonvalot S. et Diament M., *Relationships between internal structure of volcanoes deduced from gravity and location of eruptive fissures and flank failures*, *EC Advanced Study Course: Volcanic Hazard Assessment, Monitoring and Risk Mitigation*, 7-14 June 1998, Furnas, S. Miguel, Açores, 1998.

Deplus, C., S. Bonvalot, D. Dahrin, M. Diament, H. Harjono, and J. Dubois, *Inner Structure of the Krakatau Volcanic Complex (Indonesia) from Gravity and*

- Bathymetry data, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 64, 23-53, 1995.
- Gabalda, G., Bonvalot, S., Hipkin, R., CG3TOOL : An interactive computer program for Scintrex CG-3M gravity data processing, *Computers & Geosciences*, 29, 2, pp. 155-171, 2003.
- Jousset P., Van Ruymbeke, M., Bonvalot, S., Diament M., Performance of two Scintrex CG3-M Gravity Meters at the 4th International Absolute Intercomparison, Sèvres, France, *Metrologia*, 32, 231-244, 1995.
- Lagabrielle Y., B. Pelletier, G. Cabioch, M. Regnier et S. Calmant, Co-seismic and long-term vertical displacement due to back-arc shortening, Central Vanuatu. An integrated analysis of field and marine data following the Mw 7.5, November 26th 1999, Ambrym earthquake, soumis à *J. Geophys. Res.*
- Massonnet, D. and F. Sigmundsson, Remote sensing of volcano deformation by radar interferometry from various satellites, in: *Geophys. Monogr. Ser.*, P. Mouginiis-Mark, J.A. Crisp and J.H. Fink, eds. 116, 207-221, AGU, 2000.
- Mothes, P., A. Garcia, J. Aguilar, D. Viracucha, V. Caceras, R. Jaramillo, J. Stix and S. Bonvalot, Inflationary/Deflationary cycles related to repetitive dome growth and destruction as seen in tiltmeter and GPS data, Guagua Pichincha volcano, Ecuador. *EOS Trans. AGU*, 81, 48, 2000.
- Murakami, M., Okuyama, S., Briole, P, Remy, D., Tobita, M, Fujirama, S., Comparison of JERS-1 L-band Insar and ERS C-band Insar around Sakurajima, ERI Workshop on significance of L-band interferometric SAR, Earthquake Survey Institute, Tokyo, Japan, 2001.
- Pavez, A., Apport de l'imagerie satellitaire haute résolution au suivi des volcans actifs. Rapport de DEA. DEA de l'Institut de Physique du Globe de Paris, 43p., 2001.
- Pavez, A., Remy, D., Bonvalot S., Gabalda, G., Beauducel, F., Diament M., Recent insights on explosive volcanoes ground deformation from Radar Interferometry : examples from Lascar volcano studies. Montagne Pelée 1902-2002 Explosive Volcanism in Subduction Zones. May 2002, Saint-Pierre, Martinique, 2002.
- Pelletier B., S Calmant, R. Pillet, Current tectonics of the Tonga-New Hebrides region, *Earth and Planet. Sc. Lett.* 164, 263-276, 1998.
- Pelletier B., Y. Lagabrielle, G. Cabioch, S. Calmant, M. Benoit, E. Garrel, C. Guivel, Multiple active spreading centers and compressional relays along the North Fiji Fracture Zone, Pacific-Australia plate boundary, *Earth and Planet. Sc. Lett.* 193, 347-358, 2001.
- Pritchard, M.E., and M. Simons, A satellite geodetic survey of large scale deformation of volcanic centres in the central Andes, *Nature*, 418, 167-170, 2002.
- Regnier M, S. Calmant, B. Pelletier, Y. Lagabrielle et G. Cabioch, The Mw 7.5 1999 Ambrym earthquake, Vanuatu : a back arc intraplate thrust event, *Tectonics*, sous presse, 2003.
- Remy, D., Application de l'interférométrie radar à l'étude des déformations volcaniques. DEA en Sciences de l'Information Géographique. Ecole Nationale des Sciences Géographiques. Université de Marne-la-Vallée, 58p, 1999.
- Rémy, D., Briole, P., Bonvalot, S., Correction of tropospheric effects on volcanic areas from SAR interferometry data, *Geophys. Res. Abstracts*, 3, 1638, 2001.
- Remy, D., Bonvalot, S., Gabalda, G., Pavez A., Diament M., Mothes, P., Assessment of ground deformation measurements on Andean volcanoes using SAR interferometry and GPS data. VII International Congress in Earth Sciences / IAG symposium on crustal deformations in south America, Oct., 2002 Santiago, Chile, 2002.
- Remy, D., Bonvalot, S., Briole, P., Murakami, M., Accurate measurements of tropospheric effects in volcanic areas from SAR interferometry data: application to Sakurajima volcano (Japan), soumis à *Earth and Planetary Sciences Letters*.
- Taylor, F., M. Bevis, B. Schutz, D. Kuang, J. Récy, S. Calmant, D. Charley, M. Regnier, B. Perin, M. Jackson et C. Reichenfeld, Geodetic measurements of convergence at the New Hebrides Island arc indicate arc fragmentation caused by an impinging aseismic ridge, *Geology*, 23, 11, 1011-1014, 1995.
- Vitushkin, L., M. Becker, Z. Jiang, O. Francis, T. M. van Dam, J. Faller, J.-M. Chartier, M. Amalvict, S. Bonvalot, N. Debeglia, S. Desogus, M. Diament, F. Dupont, R. Falk, G. Gabalda, C. G. L. Gagnon, T. Gattacceca, A. Germak, J. Hinderer, O. Jamet, G. Jeffries, R. Kåker, A. Kopaev, J. Liard, A. Lindau, L. Longuevergne, B. Luck, E. N. Maderal, J. Mäkinen, B. Meurers, S. Mizushima, J. Mrlina, D. Newell, C. Origlia, E. R. Pujol, A. Reinhold, Ph. Richard, I. A. Robinson, D. Ruess, S. Thies, M. Van Camp, M. Van Ruymbeke, M. F. de Villalta Compagni, S. Williams. Results of the Sixth International Comparison of Absolute Gravimeters ICAG-2001. *Metrologia*, in press.
- Zebker, H.A., F. Amelung and S. Jónsson, Remote sensing of volcano surface and internal processes using radar interferometry., in: *Remote sensing of active volcanism*, Geophysical Monographs, P.J. Mouginiis-Mark, J.A. Crisp and J.H. Fink, eds., pp. 179-205, Am. Geophys. Union, Washington, 2000.

Mouvements verticaux et gravimétrie absolue : expérience de Brest (1998-2002)

VERTICAL MOVEMENT AND ABSOLUTE GRAVITY :
BREST EXPERIMENT (1998-2002)

M.F. LEQUENTREC-LALANCETTE¹, B. SIMON¹, M. AMALVICT², J. HINDERER²
¹SHOM, Brest/²EOST, Strasbourg

This paper presents the experiment of absolute gravimetry in Brest (France) which has been conducted since 1998. The tide gauge in Brest recorded sea level height for more than 100 years and is included in the GLOSS project of global sea level observing system. This long time recording allows to estimate a mean sea level variation of about 1.3 mm per year. This value can be corrected from the Post Glacial Rebound (PGR) effect and finally rises to 1.4 mm per year. To ensure the tide gauge records of the Brest observatory, a control of the vertical movements is needed. For that purpose, a permanent GPS was installed in 1999 which belongs now to the RGP (Permanent GPS stations) and the IGS (International GPS service). This type of co-localization is recommended by the ESEAS European project of sea level service. Some gravity absolute measurements have been done for 4 years to study different subjects as the oceanic loading estimation (ref 1) or the sea level rising. Even if the time delay between measurements emphasizes the under-sampling of absolute gravity measurements, some observations has been done. A global increase can be deduced from the three first gravity measurements (the fourth experiment of December 2002 showed technical and environmental recording problems). The high value of the variation (about 1.9 mgal per year) has to be interpreted as a sum of different effects and the seasonal signal will be studied in futur work. Moreover, some additional absolute gravity measurements are planned in the next years.

LA VARIATION DU NIVEAU MOYEN DES MERS

Les enregistrements des marégraphes apportent une estimation intéressante de l'élévation globale du niveau moyen des mers. Pour contrôler et affiner les valeurs déduites des marégraphes, il est essentiel de pouvoir contrôler le mouvement vertical des marégraphes. Dans ce but des programmes sont mis en place au niveau national et international (sonel, RGP, ESEAS) pour promouvoir la co localisation des marégraphes avec des instruments tels que le GPS ou la gravimétrie absolue (Williams et al., 2001). Les variations de la pesanteur (g) peuvent être reliées à des variations de hauteur du sol. Celles ci,

moyennant un certain nombre de corrections de la mesure de g, conduisent à des estimations de mouvement au minimum de l'ordre de 1 mm/an (Williams et al, 2001).

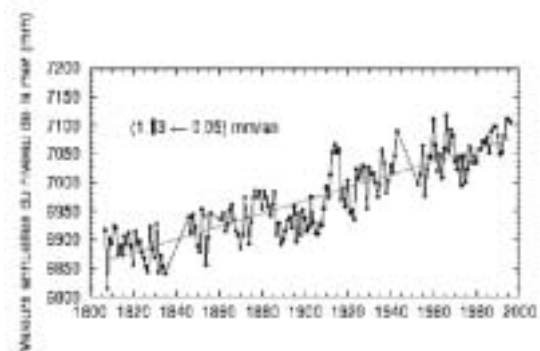


Fig. 1 : Niveaux moyens annuels à Brest

LA STATION DE BREST

La station de Brest est une station regroupant plusieurs instruments de mesure permanents : le marégraphe, un GPS permanent (réseau RGP) et des mesures de gravimétrie absolue réparties dans le temps (discontinu). La station de Brest contribue au réseau mondial de marégraphes GLOSS (Global Sea Level Observing System). Le marégraphe de Brest est le seul marégraphe français à posséder plus de 150 années de mesures continues.

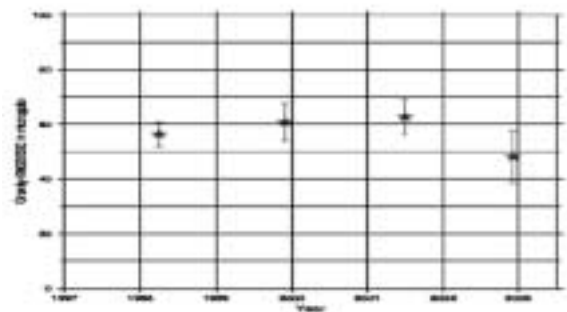


Fig. 2 : Pesanteur moyenne mesurée à Brest par le FG5#206

Le niveau moyen annuel de la mer observé à Brest augmente approximativement de 1,3 mm/an par an depuis la fin du siècle dernier (Figure n° 1). Après correction de l'effet du rebond post glaciaire cette valeur est estimée à 1,4 mm/an (Douglas, 1991).

La poursuite des expériences de gravimétrie absolue sur Brest entamée en 1998 (Amalvict et al., 1999) concerne l'étude à plus longue période temporelle des variations de la pesanteur. Le gravimètre absolu utilisé au SHOM est le FG5#206 de conception américaine (Niebauer et al., 1995) et mis en œuvre par l'EOST (Ecole et Observatoire de Strasbourg – Hinderer, 2002). Les mesures absolues ont une précision de 1 à 2 mgal (Sasagawa et al., 1995). Ce qui permet pour certains sites de mesures des estimations de mouvements verticaux annuels proches du millimètre (Williams et al., 2001).

LES RESULTATS

À Brest, quatre séries de mesures ont d'ores et déjà été acquises en 1998, 1999, 2001, et 2002. La qualité des enregistrements est variable car elle dépend en grande partie des conditions d'environnement (météo, océan) induisant des bruits sismiques sur la mesure du gravimètre.

Les résultats (Figure n° 2) montrent une valeur de gravimétrie absolue variant d'une manière positive jusqu'en 2001 et une dernière valeur 2002 bien plus basse que les autres. Les premières mesures ne montraient pas d'instabilité particulière par comparaison avec l'ensemble des mesures réalisées avec le FG5#206 par l'équipe de l'EOST de Strasbourg (Amalvict M. et al., 2000). La dernière mesure peut être remise en cause à cause des problèmes matériels (problème de laser) ainsi que du bruit sismique important (du sans doute aux phénomènes océaniques comme la houle) et inhabituel observé le jour de la mesure.

Si on conserve les trois premières mesures, une variation d'environ 1.9 mgal/an est observée. En reprenant la valeur de proportionnalité évaluée à partir des caractéristiques physiques du manteau supérieur et proposée par Williams, 2001 (-0.2 mgal/mm), ceci conduirait à un taux de déplacement vertical très important de 9,5 mm/an. Cette valeur est bien supérieure à celle décrite pour d'autres ports européens, il semble qu'elle soit largement surestimée. Des biais dus aux variations saisonnières peuvent apparaître à cause du faible échantillonnage des mesures dans le temps.

L'interprétation de la série de mesures doit prendre en compte les effets saisonniers potentiels comme les variations de nappes phréatiques. Le problème à Brest est le caractère complexe de l'environnement hydrogéologique (aquifères discontinus). L'étude de ces aspects est en cours, en collaboration avec l'Université de Bretagne Occidentale.

Ces variations saisonnières seraient mieux étudiées si les mesures de gravimétrie absolue étaient plus fréquentes. Cependant la faible disponibilité du gravimètre absolu français ne permet pas d'envisager d'augmenter de manière significative les mesures à Brest.

CONCLUSIONS

Les expériences de gravimétrie absolue peuvent apporter des renseignements intéressants et complémentaires aux mesures des GPS permanents sur les mouvements verticaux dans le but d'une meilleure évaluation des variations du niveau de la mer. L'exploitation de leurs résultats implique que certains phénomènes puissent être évalués et corrigés (phénomènes saisonniers et bruits océanographiques). Elles nécessitent des campagnes de mesures à long terme et un retour régulier des gravimètres sur les sites. Le site de Brest doit être considéré comme un site pilote par la communauté et un effort devrait être fait pour augmenter la fréquence des mesures absolues sur le site.

REFERENCES

- Amalvict M., Hinderer J., Calais E., Exertier P., Walch J.J., Lalancette M.F., Florsch N., Llubes M., *Time stability of gravity at different sites in France, 2nd meeting of the IGGC.*
- Amalvict M., Bayer R., Biancale H., Duquenne H., Florsch N., Hinderer J., Llubes M., *rapport quadriennal du CNFGG – 1995-1998- p 25-37.*
- Carter W.E., Peter G, 1990, *Absolute gravity measurements : global sea level change, proceedings of Oceans'89, 225-227.*
- Douglas B.C., 1991, *Global sea level rise , J. Geoph. Res, 96, C4, 6981-6992.*
- Hinderer J, 2002, *rapport d'activité du gravimètre absolu, <http://eost.u-strasbg.fr/>*
- Niebauer T.M., Sasagawa G.S., Faller J.E., Hilt R., Klopping F., 1995, *A new generation of absolute gravimeters, Metrologia, 32, 159-180.*
- Sasagawa G.S., Klopping F., Niebauer T.M., Faller J.E., Hilt R.L., 1995, *Intracomparaison tests of the FG5 absolute gravity meters, Geophys. Res. Lett., 22, 461-464.*
- Williams S.D.P, Baker T.F., Jeffries G., 2001, *Absolute gravity measurements at UK Tide gauges, Geophysical Research letters, 28, 12, 2317-2320.*

La surcharge hydrologique en géodésie terrestre

HYDROLOGIC LOADING IN TERRESTRIAL GEODESY

FLORSCH N.⁽¹⁾, LONGUEVERGNE L.⁽¹⁾, LLUBES M.⁽²⁾, HINDERER J.⁽³⁾, AMALVICT M.⁽³⁾

⁽¹⁾ UMR 7619 "SISYPHE", UPMC, 4 place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05

⁽²⁾ LEGOS/CNES/CNRS, 18 av. Edouard Belin, 31401 Toulouse Cedex 4

⁽³⁾ EOST, 5 rue Descartes, 67084 Strasbourg Cedex

ABSTRACT

We investigate the possible influence of underground waters on gravity and radial displacement. One actual challenge is to manage the validation of dedicated satellites like GRACE from ground based gravimetric measurements. Actually, the local hydrologic variations dominate the ground signal. We can estimate the direct Newtonian attraction plus the loading effect due to theoretical aquifer variations, but a realistic modelling needs an accurate study of the hydrological background. By taking as an example the J9 superconducting gravimeter station close to Strasbourg (France), we argue that it is necessary to characterize as well as possible the aquifer systems, and the water mobility from the shallow soil to the water table, in order to predict the gravity variations at the signal level available today from current instruments. The expected variation range agree with the observed one.

INTRODUCTION

La question hydrologique est d'actualité dès lors que l'on s'intéresse à la signification des variations de la pesanteur et du déplacement de la croûte aux limites des sensibilités instrumentales disponibles (gravimètres et systèmes de positionnement de qualité géodésique). Elle s'avère également d'actualité dans le cadre des nouvelles missions satellitaires dédiées à la gravimétrie (CHAMP, GRACE, GOCE) dont l'un des objectifs est justement d'observer les variations de stocks d'eau depuis l'espace, par les effets attractifs et flexuraux qu'elles induisent. Est-il possible, en particulier, de valider les résultats spatiaux par des mesures au sol (ou vice versa)? (voir par exemple Crossley et al., 2002).

Par ailleurs, la surcharge hydrologique constitue un "parasite" pour l'étude des mouvements verticaux d'origines tectoniques ou les démarches de rattachement de stations gravimétriques entre elles.

EFFETS GRAVIMÉTRIQUES DES AQUIFÈRES.

Sur le domaine continental, les variations des stocks d'eau contenus dans le sous-sol constituent, avec l'atmosphère et la neige, une contribution notable aux variations de la pesanteur. L'ordre de grandeur de ces variations est facile à obtenir si on considère que dans l'effet d'un "plateau",

la partie située sous un cône dont le sommet constitue le point d'observation tend très rapidement vers la contribution totale du plateau lorsque l'angle solide dudit cône tend vers 2π . Avec une bonne approximation, la contribution gravimétrique de la "lame d'eau" située sous un gravimètre est pratiquement $\Delta g_{\text{eau}} = 2\pi G \rho e$ où G est la constante de gravitation universelle, ρ la masse volumique de l'eau et "e" la variation de l'épaisseur de la colonne d'eau totale. Cela représente environ 42 microGal (420 nms^{-2}) par mètre d'eau. Pour se référer à la variation d'un niveau piézométrique, il faut tenir compte de la porosité Φ . Alors, si Δh représente cette variation, la variation concomitante de la pesanteur est: $\Delta g = 2000\pi G \Phi \Delta h$, pour une masse volumique de 1000 kg/m^3 , soit $42\Phi \Delta h$ microGal par "mètre de piézomètre".

Dans les aquifères les plus significatifs, la porosité peut varier de quelques pour-cent à 30 %, du moins dans les terrains superficiels. Afin de fixer les idées, on peut raisonner avec une porosité représentative de 10 %, si bien que la variation Δh d'un niveau piézométrique induit une variation de l'ordre de $\Delta g \approx 4\Delta h$ ($\Phi = 0.1$) exprimée en microgal, avec Δh en mètre "de nappe".

Il faut cependant se garder de ne considérer que le niveau piézométrique (cette grandeur étant la plus facilement accessible, en forage), car il n'est pas nécessairement bien représentatif de la colonne d'eau totale. Il arrive que ce que l'on appelle "l'humidité du sol", c'est-à-dire l'eau retenue dans les premiers mètres sous la surface et qui n'a pas encore transité vers la nappe ni été absorbée par les plantes, contribue de manière antagoniste à la colonne d'eau totale. Ainsi, l'évaluation exhaustive du phénomène nécessite-t-elle de prendre en compte le transit de l'eau depuis la surface jusqu'à la nappe proprement dite, et de qualifier la zone non saturée, où règne la capillarité.

Les masses d'eau interviennent à deux titres :

- A) par attraction directe newtonienne
- B) en induisant une flexure crustale conduisant à deux effets supplémentaires :
 - un effet d'air libre (déplacement radial du point d'observation ;)
 - un effet d'attraction lié à la redistribution des masses causée par la flexure.

L'EFFET ATTRACTIF

Le modèle du plateau n'est valable que localement.

La contribution d'une hypothétique couche d'eau, d'épaisseur e , qui couvrirait la planète, est en effet $\Delta g_{\text{eau}} = 4\pi G\rho e$ soit le double du plateau horizontal. Un calcul détaillé montre que cette expression pourrait s'écrire :

$$\Delta g_{\text{eau}} = (2\pi G\rho e - \epsilon_1) + (\epsilon_1 + \epsilon_2) + (2\pi G\rho e - \epsilon_2)$$

où le premier terme résulterait d'un plateau d'extension limitée (la courbure terrestre étant encore insensible), le deuxième, petit, serait une contribution régionale (mais sans le terme local), et le troisième concernerait le reste de la planète. Pour prendre un exemple à l'échelle, et en situant un gravimètre au centre de la France, deux termes dominent : un terme strictement local (disons dans un rayon de quelques dizaines ou centaines de mètres sous l'instrument, selon sa hauteur par rapport à l'aquifère) et un terme planétaire, mais il ne serait pas nécessaire de prendre en compte, en première approximation - mais pour le terme d'attraction seulement - le niveau moyen des aquifères de ce pays. Physiquement, cela provient de ce que :

- Le signal local voit son origine effectivement sous l'instrument ;
- Le signal régional est négligeable car les masses d'eau sont pratiquement à l'altitude de l'instrument ;
- Le signal mondial (ni local, ni régional) concerne des masses d'eau qui sont également sous l'instrument, du fait de la courbure terrestre.

Notons qu'en terme de décomposition en harmoniques sphériques, cette discussion ne porte évidemment que sur le degré 0. Les réserves faites parfois de la pertinence physique de la représentation de signaux locaux en harmoniques sphériques s'appliquent certainement au cas des aquifères, particulièrement vus depuis le sol.

On peut supposer sans trop se tromper qu'en ce qui concerne l'attraction, la colonne d'eau équivalente strictement locale constitue en réalité la principale contribution (aquifère) à la variation de g . La contribution planétaire (non locale et non régionale) va participer aux variations qui vont se compenser en grande partie, étant donnée la variabilité spatiale et temporelle considérable des précipitations. De cette domination du signal local, il résulte que si l'on souhaite effectuer une validation gravimétrique au sol des données satellitales, il est absolument nécessaire de caractériser la forme et la cinétique de l'aquifère local.

Par ailleurs, le signal hydrologique parasite l'étude dynamique des signaux tectoniques et d'origine profonde. Son spectre comporte les harmoniques de l'année, mais également un fond spectral qui résulte, dans les basses fréquences, des variations pluri-annuelles, et, jusqu'à des fréquences de quelques cycles par jours, du caractère relativement soudain des recharges produites par les précipitations.

Pour toutes ces raisons, il est aujourd'hui nécessaire d'investir, dans tous les sens du terme, pour la caractérisation des aquifères au voisinage des stations gravimétriques d'observatoires (stations de répétition des gravimètres absolus, et stations de gravimètres cryogéniques).

L'EFFET FLEXURAL (DÉPLACEMENT VERTICAL) ET SES CONSÉQUENCES GRAVIMÉTRIQUES

Si l'on considère un aquifère (ou un système d'aquifères) de quelques centaines de km^2 , le calcul montre que l'effet flexural, et en particulier le déplacement vertical induit par la charge, peuvent être négligés. Pour un aquifère de la dimension de la nappe du Rhin, par exemple, l'effet n'est que de l'ordre du millimètre.

À une échelle plus grande, par exemple pour l'Europe, le déplacement vertical dépasse certainement le cm. La Figure 1 illustre le déplacement vertical pour une charge nominale d'un mètre d'eau (en terme de colonne équivalente), sur le continent, à l'intérieur d'un rectangle arbitraire représenté en contour blanc sur la figure. Le déplacement vertical dépasse 4 cm. Même en tenant compte d'une porosité de l'ordre de 10 %, une telle colonne n'est pas aberrante : dans le bassin de la Seine, les variations piézométriques inter-annuelles peuvent atteindre localement la vingtaine de mètre et en moyenne, les variations de la colonne équivalente totale dépassent certainement le demi-mètre, ce qui induit encore une flexure d'au moins 2 cm.

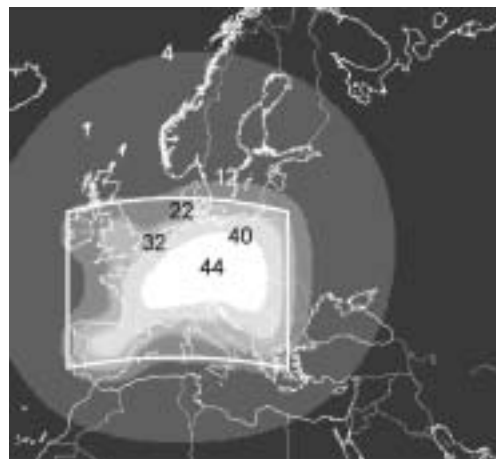


Fig. 1 : déplacement radial, en mm, dû à la charge d'une couche d'eau métrique (la charge occupe les parties continentales à l'intérieur du "rectangle")

Les enregistrements piézométriques pour ce bassin montrent une très grande variabilité d'une station à l'autre, qui interdit tout calcul intégral précis. À ce titre, l'exploitation de telles données ne saurait être que statistique, mais n'enlève probablement rien à la pertinence des ordres de grandeur en jeu, au moins pour les bassins sédimentaires.

La flexure, et en particulier le déplacement vertical, va avoir une incidence sur la pesanteur, qui se rajoute à l'attraction directe "de plateau" (ce dernier terme restant dominant). L'effet d'air libre (variation de hauteur) se combine à l'effet de redistribution de masse. Le formalisme utilisé pour le calcul des surcharges océaniques convient pour estimer ces effets (convolution avec une fonction de Green obtenue par un formalisme de nombres de Love). Dans sa forme classique, il ne tient pas compte du terme local $2\pi G\rho e$ (ce qui est en fait avantageux pour la lecture graphique de ces effets).

La Figure 2 montre l'effet gravimétrique (hors l'effet de plateau qui vaut, sur les continents et à l'intérieur du rectangle, environ 420 nms^{-2}) dû à une couche d'un mètre de puissance. Si la charge est appliquée sur une région notablement plus petite, le signal gravimétrique est pratiquement négligeable par rapport à l'effet de plateau, qui reste le même. En première conclusion, il apparaît certain que l'effet de charge hydrologique doit être visible par les réseaux de GPS (voir par exemple Van Dam et al., 2001). Il constitue aussi un parasite pour l'étude des mouvements tectoniques qui couvrent le même domaine de longueur d'onde spatiale que ces effets. Il peut être déduit des bilans hydrologiques, même si ces derniers ne sont significatifs qu'à l'échelle temporelle de plusieurs semaines. Le problème est sans doute moins aigu pour les signaux horizontaux, car la longueur d'onde de répartition de la charge pluriannuelle est grande, réduisant par symétrie le déplacement horizontal. Cela reste toutefois à quantifier plus exactement.

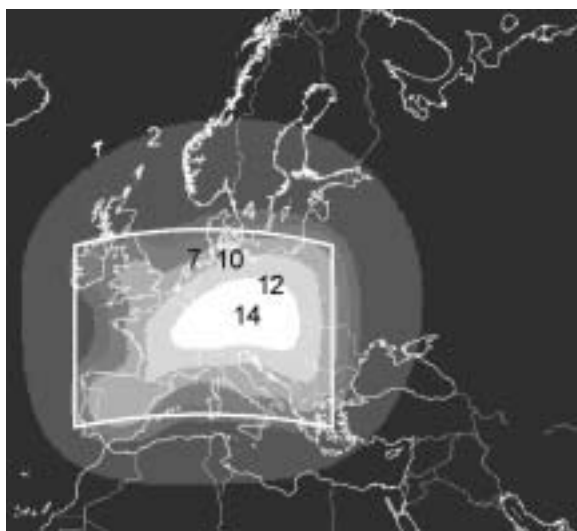


Fig. 2 : variation de la pesanteur en microGal due à la charge d'une couche d'eau métrique et hors attraction directe de 42 microGals.

La charge occupe les parties continentales à l'intérieur du rectangle blanc. Le calcul tient compte de la courbure terrestre, de la redistribution des masses, et surtout du déplacement radial induit par la charge.

Les bilans de masses attendus de satellites comme GRACE permettront de calculer de manière fiable ces effets de flexures qui sont à relativement grande longueur d'onde. Il sera alors possible de corriger en temps réel (mais à l'échelle mensuelle) l'effet de charge des eaux continentales sur les signaux (principalement verticaux) des stations GPS permanentes.

La communauté spatiale a largement pris conscience de tous ces effets. En témoigne avant tout la programmation et la réalisation de missions satellitaires dédiées, ainsi que diverses études et validations tant en France qu'à l'étranger. En Europe, l'équipe du CNES, (voir par exemple Mangiarotti et al. 2001) quantifie la charge hydrologique grâce aux bilans hydrologiques globaux. De même Van Dam et al. (2001) valident des mesures GPS à partir des mêmes modèles.

Dans la communauté gravimétrique, la question est également largement posée, et il ne reste guère de station du GGP qui ne soit équipée d'au moins un piézomètre. Toutefois, un simple niveau d'eau n'est pas toujours bien représentatif des variations hydrologiques au voisinage des stations, et il va s'avérer nécessaire de caractériser plus finement la géométrie et le comportement des aquifères locaux pour séparer correctement leurs effets. Les sols devront également être instrumentés afin de quantifier leur degré d'humidité. Qui plus est, certaines stations situées sur des terrains marneux voire argileux peuvent être mobilisées par un gonflement de ces formations en fonction de leur saturation en eau.

La nécessité apparaît également pour les stations gravimétriques de répétition d'étudier ces phénomènes. Une fois effectuées les corrections habituelles (atmosphère, mouvement du pôle, marées terrestres, surcharges océaniques etc.), le résidu qui est peut-être exploité, par exemple, pour une caractérisation néotectonique, est encore dominé par l'hydrologie locale.

Enfin, la question hydrologique peut être posée de la même manière pour les stations du VLBI (pour le déplacement radial).

EXEMPLE D'ANALYSE DÉTAILLÉE : L'AQUIFÈRE DU RHIN AUTOUR DE LA STATION GRAVIMÉTRIQUE J9 (PRÈS DE STRASBOURG)

La station de J9, où sont installés un gravimètre supraconducteur rattaché au Global Geodynamic Project (GGP), et un GPS rattaché au Réseau de GPS Permanents français (RGP), est également une station de répétition en gravimétrie absolue (FG5). C'est à ces divers titres qu'il est pertinent d'en étudier le contexte hydrogéologique.

Les mesures gravimétriques sont effectuées à l'intérieur d'un ancien fortin, dont le toit sert de support à l'antenne GPS (Figure 3 ci-dessous).



Fig. 3 : aspect extérieur de la station gravimétrique supraconductrice J9, près de Strasbourg.

Ce bâtiment proche de Strasbourg se situe entre la limite de l'aquifère libre du Rhin et celle des alluvions rhénanes, ce qui est illustré par la Figure 4.

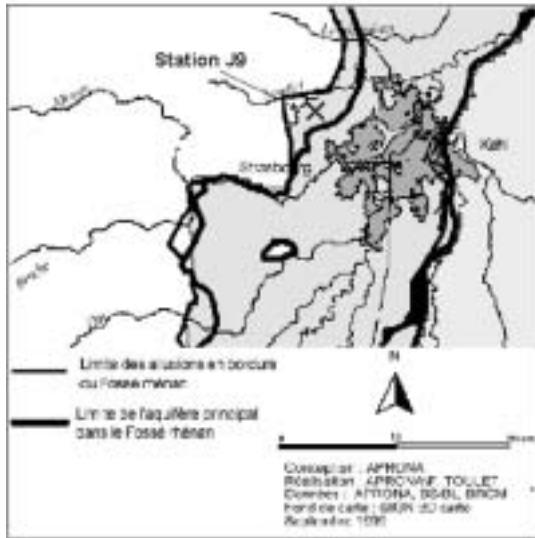


Fig. 4 : contexte de la station J9 par rapport à la nappe alluviale du Rhin. L'aquifère est représenté en grisé clair, l'agglomération strasbourgeoise en plus sombre ; le Rhin, à l'Est, est tracé en noir.

Au Nord de Strasbourg et à l'Est de J9, les variations annuelles de la nappe sont de l'ordre du mètre. Le débattement inter-annuel atteint le double.

GÉOLOGIE DU SITE

Une grande partie de la zone qui entoure le gravimètre est recouverte d'une importante épaisseur de loess dissimulant les terrains sous-jacents (Figure 5). Ainsi, les failles bordières n'ont jamais été reconnues, mais elles sont morphologiquement vraisemblables. De plus, plusieurs indices attestent du jeu récent (daté du Riss) de ces failles situées entre Mundolsheim et Oberhausbergen, notamment la présence de coudes dans le cours du ruisseau Musaubach à l'ouest de la colline. La genèse de la colline serait d'origine combinée tectonique puis éolienne, les apports éoliens (sables et loess) s'étant déposés sur une ancienne terrasse alluviale mise en relief par la tectonique (Maire, 1973). Deux épisodes éoliens successifs ont ainsi déposé une dune de sable fin sur une épaisseur de 20 m, puis des limons (loess) sur une épaisseur d'environ 25 m. La colline de Hausbergen surplombe à présent la plaine rhénane d'une cinquantaine de mètres.

Les forages à l'ouest de la colline montrent de rapides variations de faciès. En effet, la stratigraphie des alluvions sablo-graveleuses de la plaine du Rhin est compliquée, sur le piémont vosgien, par les cônes d'épandage des rivières vosgiennes (dépôts alternatifs de sables et de limons).

À l'est de la colline, la terrasse de Schiltigheim surplombe la vallée d'une dizaine de mètres. Elle est recouverte de loess sur une épaisseur de 10 m.



Fig. 5 : la carte géologique révèle que des loess couvrent le secteur. La partie grisée la plus sombre, constituée des loess les plus récents, constitue la colline de Hausbergen où est implantée la station. La coupe est illustrée sur la Figure 6.

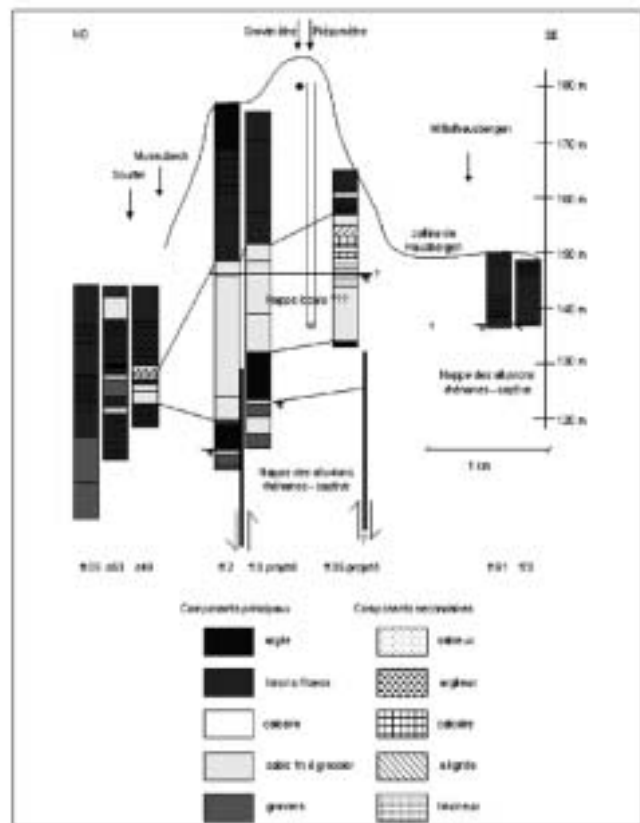


Fig. 6 : la coupe géologique, déduite de forages, indique la présence d'une nappe perchée, mais libre, sur un niveau argileux. Sous la station, la nappe rhénane est captive, mais s'avère libre plus à l'Est.

CONSIDÉRATIONS HYDROGÉOLOGIQUES

HUMIDITÉ DES SOLS

Les loëss sont des sédiments éoliens non stratifiés et non consolidés, qui présentent une importante porosité. La réserve utile de ces sols varie entre 170 mm et 200 mm d'eau sur une épaisseur retenue d'approximativement 1 m (zone contenant les racines), dont les 2/3 peuvent être facilement prélevés par les plantes (source : ARAA). Sans intervention humaine, l'épaisseur de cette lame d'eau est maximale en hiver (novembre à février) et minimale en été (mars à septembre).

Un bilan hydrique mensuel moyen effectué à la station météorologique d'Entzheim (source : Guide des sols "Collines de Brumath, du Kochersberg et de l'arrière Kochersberg" réalisé sous maîtrise d'ouvrage de la Région Alsace) permet d'évaluer les variations temporelles de la lame d'eau contenue dans les sols, sous l'hypothèse que seulement 2/3 de la lame d'eau peut migrer (Figures 7 et 8).

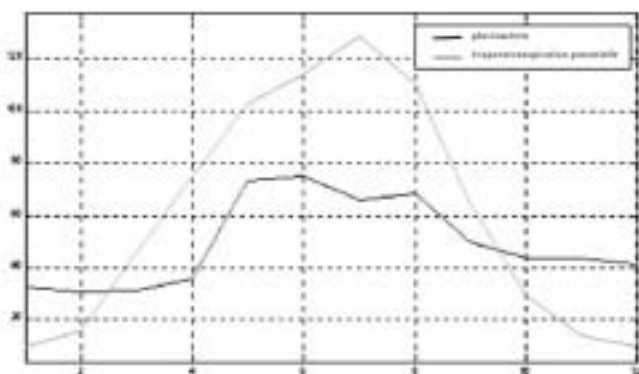


Fig. 7 : pluviométrie et évapotranspiration estimée dans la région, exprimées en mm d'eau.

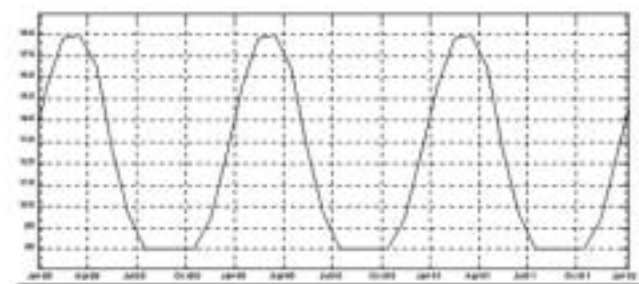


Fig. 8 : estimation de la lame d'eau, en mm, potentiellement retenue par les loëss.

Ces sols laissent également infiltrer un flux évalué à 200 mm par an (Schenk et Delphin, 1996) vers les couches sous-jacentes.

NAPPE LOCALE PERCHÉE

Les variations de hauteur d'eau observées par le piézomètre installé dans le fort, sur une période d'un mois (Figure 9) ont été corrélées à 85 % avec les variations de pression (Arthus, 1999). Après correction de la contribution de la pression atmosphérique, l'analyse des données piézométriques ne montre pas de fréquences équivalentes aux ondes marées, ce qui implique un fonctionnement plutôt "libre" de l'aquifère sous la station gravimétrique J9. De plus, l'analyse des données piézométriques montre que le fonctionnement de cet aquifère est indépendant de la nappe des alluvions rhénanes. Ce sont ces arguments qui permettent d'établir que la colline accueille en son sein une nappe perchée dans les sables éoliens, dans laquelle plonge le piézomètre installé dans le fort.

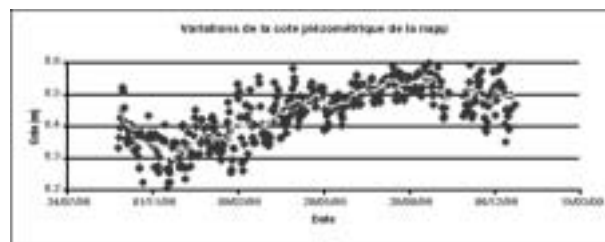


Fig. 9 : variations piézométriques de la nappe perchée sous la station J9. Le faible débattement suggère que cet aquifère se déverse dans la nappe sous-jacente (peut-être par ses limites).

Bien que le fort soit construit dans un creux topographique, des systèmes de drainage installés dans le fort assurent l'évacuation des eaux vers les ruisseaux voisins, qui ne s'infiltrent donc pas vers l'aquifère, mais peuvent tout de même induire du bruit haute fréquence dans le signal. Par contre, l'ensemble des pluies tombant sur le reste de la colline s'infiltrer, l'amplitude du signal étant équivalente à la lame d'eau évaluée par Schenk et Delphin. Ces eaux sont sans doute évacuées par diffusion à travers la couche d'argile séparant les alluvions rhénanes des sables éoliens.

CONTRIBUTIONS AUX VARIATIONS DE GRAVITÉ À LA STATION J9

Nous déterminons ici un ordre de grandeur des variations de gravités induites par les différentes unités hydrogéologiques définies dans la partie précédente, à l'aide de modèles simples, demi-plans, parallélépipèdes infinis selon la direction Nord – Sud ou cylindres.

CONTRIBUTION GRAVIMÉTRIQUE DE LA NAPPE PERCHÉE

Les variations de gravité absolue observées à J9 ont été corrélées avec les variations du niveau piézométrique de la nappe perchée (Renaud, 2000) et indiquent des variations très approximatives de 200 nms⁻² par mètre d'eau

mesurée par le piézomètre, soit un signal de $40 \text{ nms}^{-2}\text{m}^{-1}$ d'amplitude, maximum en août et minimum en décembre. Un modèle parallélépipédique permet également d'évaluer la porosité des sables éoliens à 40 %, valeur peut-être sur-déterminée, mais mettant en relief une granulométrie des plus homogène pour la couche de sable (en effet, on approche là de la porosité théorique maximum obtenue pour une granulométrie homogène). La Figure 10 illustre une tentative de prédiction, superposée à la variation observée de la pesanteur.

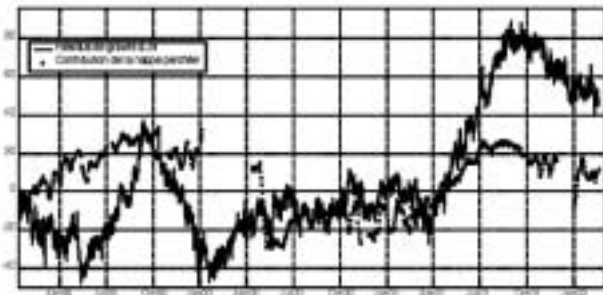


Fig. 10 : estimation de la contribution gravimétrique de la nappe perchée, et comparaison avec la variation observée de la pesanteur.

prendre en compte se situant au-dessus de la station gravimétrique.

La Figure 12 montre le signal de contribution obtenu grâce à cette modélisation. Les variations de gravité induites sont de même signe, grosso modo, que pour les précipitations, si bien qu'il existe une bonne cohérence entre ces influences météorologiques et les résidus de gravité observés. Toutefois, ces quantifications ne sauraient être plus réalistes sans une modélisation bien plus fine des masses d'eau et de leurs déplacements dans le sous-sol.

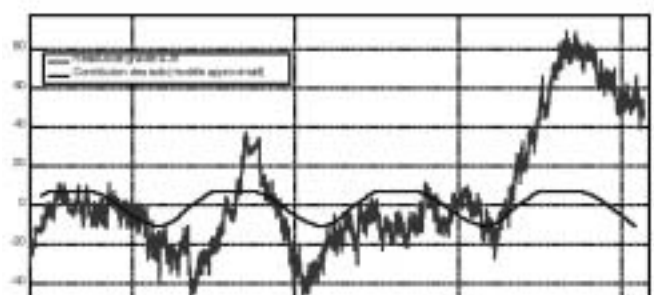


Fig. 12 : modèle de contribution (courbe lisse) de l'humidité du sol aux variations de la pesanteur

HUMIDITÉ DES SOLS – COLLINE DE HAUSBERGEN

Il est difficile d'évaluer précisément la contribution des sols sans modèle précis de la géométrie locale de la colline, du fossé accueillant le fort, et des valeurs d'humidité des sols. Sur la Figure 11, on s'essaye à établir un modèle élémentaire.

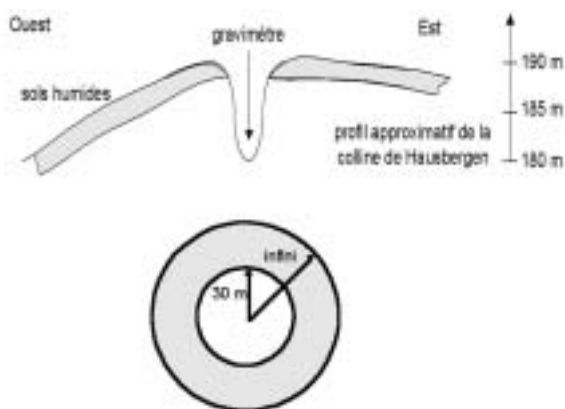


Fig. 11 : modèle élémentaire pour l'humidité des sols, en coupe (en haut) et en plan (en bas)

En première approximation, on peut modéliser la lame d'eau retenue par les loëss superficiels par un cylindre creux représenté ci dessus et situé à une altitude moyenne de 190 m à l'est de la station, et 185 m à l'ouest. L'anomalie est alors équivalente à $120 \text{ nms}^{-2}\text{m}^{-1}$, soit un signal de l'ordre de 15 nms^{-2} crête à crête, minimale en février et maximale en septembre, les masses d'eau à

AUTRES CONTRIBUTIONS

D'autres contributions sont négligeables dans le cas de la station de Strasbourg, mais sont susceptibles d'avoir un impact plus important dans des géométries différentes. Ainsi, on peut noter les variations de niveau du Rhin qui induisent des variations de gravité de $15 \text{ pms}^{-2}\text{m}^{-1}$ à la station J9, le captage d'eau d'Oberhausbergen à 1,1 km de l'instrument induit un signal de 250 pms^{-2} crête à crête (Renaud, 2000). D'autres contributions peuvent encore intervenir comme par exemple les pompages agricoles, difficiles à quantifier s'ils ne sont pas mesurés directement.

CONCLUSION

Parmi les différentes contributions directes et indirectes, les eaux souterraines constituent un forçage que l'état actuel de l'art en gravimétrie ou en géodésie contraint de modéliser. La seule donnée d'un niveau de nappe ou de l'humidité du sol dans les premiers décimètres est, pour ce faire, insuffisante. La communauté gravimétrique doit aujourd'hui chercher les compétences et le savoir chez celle des hydrogéologues, ces derniers devant s'appuyer sur toutes les méthodes disponibles qui permettent de caractériser la distribution de l'eau et sa mobilité dans le sous-sol. La séparation des signaux tectoniques ou d'origine profonde est, dans un large spectre, à ce prix.

RÉFÉRENCES

D. Crossley, J. Hinderer, M. Llubes, N. Florsch, *The potential of ground gravity measurements to validate GRACE data, XXVII General Assembly of the E.G.S., Proceedings, 2002.*

Maire, G., 1973, *Notice de la carte géologique Brumath, BRGM, France.*

Mangiarotti, S., Cazenave, A., Soudarin, L., and Crétaux, J.F., 2001. *Annual vertical motions predicted from surface mass redistribution and observed by space geodesy. JGR, vol. 106, N°B3, pages 4277-4291.*

Renaud, K., 2000, *Etude de l'impact des aquifères en gravimétrie absolue, Stage de DEA, Université de Bretagne occidentale.*

Van Dam, T., Wahr, J., Milly, P.C.D., Shmakin, A.B., Blewitt, G., Lavallée, D., and Larson, K.M., 2001. *Crustal displacements due to continental water loading. GRL, vol. 28, n°4, pages 651-654.*

REMERCIEMENTS

Cette étude a été rendue possible grâce au financement de l'ACI "Observation de la Terre". Des études des contextes hydrogéologiques d'autres sites européens du GGP, permettant une étude comparative et relevant du même programme de recherche, sont disponibles chez l'auteur.

Nous remercions tout particulièrement :

- P. Elsass, directeur du BRGM Alsace.
- O. Dufayt, APRONA, gestion des ressources en eau d'Alsace.
- D. Dorget, histoire du Fort Frère sur la colline de Hausbergen.
- J. Sauter, Association pour la Relance Agronomique en Alsace, caractéristiques des sols.
- M. Westphal, EOST, histoire du fort J9.
- S. Rosat, EOST, doctorante.

Section 3.

Volcanologie et physique de l'intérieur de la Terre

**branche française
de l'association internationale
de volcanologie et de chimie
de l'intérieur de la Terre**

Instabilité des volcans de l'arc Antillais : origine et implication sur les risques volcaniques

VOLCANO INSTABILITY IN THE LESSER ANTILLES ARC:
ORIGIN AND BEARING ON VOLCANIC RISK

G. BOUDON, A. LE FRIANT, J.-C. KOMOROWSKI, C. DEPLUS, M.P. SEMET
Institut de Physique du Globe de Paris, 4 Place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05

ABSTRACT

In the last decades, flank collapses have been documented or hypothesized on a few active or extinct volcanoes of the Lesser Antilles arc. More recently, our on land surveys in several islands coupled with the AGUADOMAR (1998-99) and CARAVAL (2002) marine cruises along the arc with R/V L'Atalante, have allowed us to identify and study more than 30 such events of which 15 occurred in the last 30,000 years. The submarine flanks of most major islands of the arc (Figure n° 1) display one or several sedimentary structures that can unmistakably be attributed to debris avalanches by their morphological features and geophysical response. Only about a tenth of the identified underwater debris avalanche deposits (DAD) could be correlated to collapses that had already been identified and documented or suspected from on land evidence. Field-work sessions in the last four years were specifically devoted to the survey of possible collapse structures on several of the islands as well as the identification and dating of associated DAD.

For the Soufrière Hills volcano in Montserrat, besides the very recent minor 1997 event during the ongoing eruption, evidence for several prehistorical destabilizations have been found on land and undersea (Figure n° 2). Except for a 4000 yrs BP event, ages are not well constrained today.

The Grande Découverte – la Soufrière volcano in Guadeloupe is probably one where the largest number of collapses occurred (Figure n° 3). Most did not give rise to underwater deposits but superposed DAD from 6 events more recent than the 11,500 BP destabilization underlie the heavily populated cities of Basse-Terre and St Claude, West of the volcano. Only some of these events are associated with explosive magmatic eruptions as were the 3,100 BP and, possibly, the 1440 AD activities.

The most extensive DAD recognized by our marine surveys is by far the one identified at sea SW of the active Soufrière complex in southern Dominica. It covers a submarine area of some 3,500 km² and was emplaced more than 100 ka ago. Two other, more recent, destabilizations have also been recognized in part correlatable to structures previously described in the literature. One of them, of Holocene age, displays the most spectacular hummocky topography of the region with megablocks up to 2.8 km length and 240 m height. Avalanche structures from which the DAD

originate form nested arcuate amphitheatres more or less filled by protracted eruptive activity (Figure n° 4). More than 100,000 years ago, and then about 25 and 9 ka ago, Montagne Pelée, Martinique, was also affected by three successive collapses of decreasing volumes (25 km³, 13 km³, and 2 km³) (Figure n° 5). A new volcanic edifice was erected in each of the collapse structure as we surmise is the case for southern Dominica.

The Qualibou structure in south-western St Lucia has been diversely interpreted as due to eruptive caldeira-forming activity or westerly slumping. DAD observation has not been reported previously. However, the Aguadomar survey clearly revealed several superposed DAD that can be traced to the arcuate Soufrière structure. We thus conclude that the structure is the result of several flank collapses.

To the South of St Lucia, Soufrière, St Vincent and the submarine Kick'em Jenny volcano (Figure n° 6), the most active volcanoes of the arc, both have well defined amphitheater morphologies suggesting that they have also been affected by lateral collapses. DAD were recognized and surveyed during the 2002 CARAVAL cruise to the West of St Vincent. To date, Kick'em Jenny surveys have not provided evidence for DAD.

The contrasted instability behavior of the Lesser Antilles volcanoes may be traced to their different geodynamic situations and to factors inherent to each volcano. In the southern islands, the extinct Miocene and the recent arc merge and western aerial and submarine slopes are significantly higher than on the Atlantic side (20% vs. 5%). This asymmetry is absent or subdued North of Dominica. In the northern islands (Soufrière Hills, Montserrat and Grande Découverte, Guadeloupe) destabilization may principally due to the intense alteration of edifice interiors produced by vigorous hydrothermal systems. Overload by protracted volcanic activity might not have to be large. In the South, the voluminous collapses systematically occur in a westerly direction which is the side with the greatest slope.

In addition to the known on land destructiveness of debris avalanches and explosive eruption that accompany flank collapses, avalanches entering the sea generate tsunamis that may put distant shores at risk. Hazard evaluation must, therefore, seriously take this risk into account.

INTRODUCTION

Un certain nombre de volcans composites, quel que soit le contexte géodynamique dans lequel ils se trouvent, connaissent de longues périodes de construction entrecoupées de très courts épisodes de destruction. Ces derniers peuvent accompagner la vidange rapide d'un réservoir magmatique et générer en surface une caldeira d'effondrement. Mais la destruction d'un édifice volcanique peut également être provoquée par la déstabilisation de l'un de ses flancs suite à différents processus : injection de magma qui n'atteint pas la surface, simple fragilisation du flanc par altération hydrothermale et fracturation, surcharge provoquée par l'édifice... Depuis l'éruption du Mont St. Helens dans la Chaîne des Cascades aux USA, en 1980 (Lipmann et Mullineaux, 1981), un grand nombre de déstabilisations de flanc ont été identifiées sur de nombreux volcans. Ce phénomène est maintenant reconnu comme un processus de remobilisation importante des produits qui constituent un édifice volcanique. Les déstabilisations de flanc ont été répertoriées dans différents contextes : domaine intraplaque océanique (Hawaii, La Réunion, les Canaries), continental (Cantal) ou dans les zones de subduction, sur les marges continentales et sur les arcs insulaires. Les volumes mis en jeu peuvent être extrêmement variables, de quelques centimètres de km³ pour les plus petits à plusieurs milliers de km³ pour les plus volumineux.

Les volcans de l'arc des petites Antilles ont connu un nombre important de déstabilisations de flanc. Le dernier événement s'est produit en 1997 à Montserrat sur le volcan de Soufrière Hills, en éruption depuis 1995 (Sparks et al., 2002, Voight et al., 2002). Le flanc sud du volcan s'est déstabilisé sous l'effet de la charge exercée par le dôme de lave sur les parois fortement hydrothermalisées et fracturées du cratère. L'avalanche de débris générée s'est écoulee dans une des vallées du flanc sud du volcan. Malgré le faible volume mis en jeu (45 Mm³), cet événement a eu des effets dévastateurs suite à l'explosion produite par la dépressurisation des gaz magmatiques contenus dans le dôme de lave. Si dans ce cas, l'avalanche de débris s'est arrêtée à quelques dizaines de mètres du rivage, bon nombre d'événements sur les volcans de l'arc ont produit des avalanches de débris qui se sont écoulees en mer. Les études géologiques détaillées effectuées au cours des dernières années sur un certain nombre de volcans de l'arc couplées à deux campagnes océanographiques à bord du N/O L'Atalante nous ont permis d'identifier et d'étudier un grand nombre de déstabilisations de flanc et leurs produits associés. Ce sont maintenant plus de 30 événements qui ont été reconnus, quinze d'entre eux s'étant produits dans les 30 000 dernières années. L'objectif de cet article est de présenter les déstabilisations de flanc à l'échelle de l'arc Antillais, de déterminer leur origine et leurs effets et d'identifier les risques que de tels événements feraient encourir aux populations présentes sur les îles s'ils se renouvelaient.

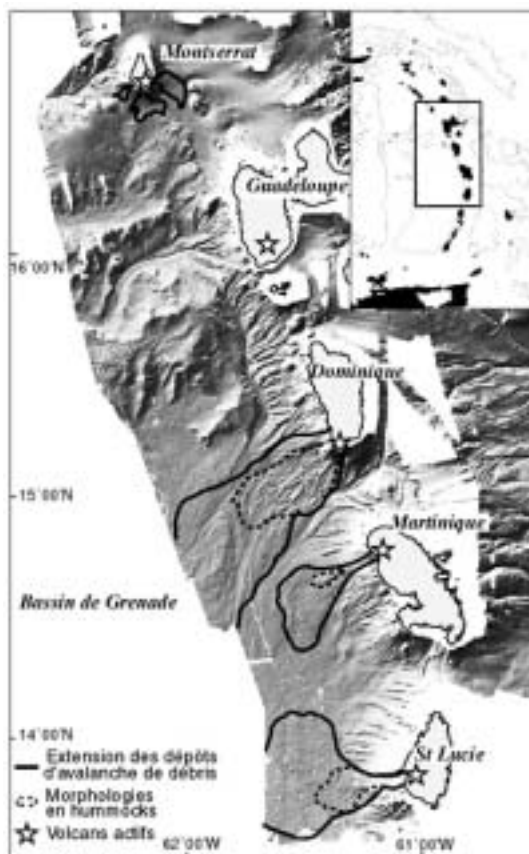


Fig. 1 : Extension des avalanches de débris au large des îles des petites Antilles entre Montserrat et Ste Lucie

(bathymétrie multifaisceaux, illumination N 320°, campagne Aguadomar). Les volcans actifs sont représentés par des étoiles. Les limites des dépôts sont surimposées à la bathymétrie (d'après Deplus et al., 2001).

CONTEXTE GEOLOGIQUE

L'arc des petites Antilles résulte de la subduction de la plaque océanique atlantique sous la plaque Caraïbe. Il s'étend sur 850 km depuis la marge continentale sud américaine (Vénézuéla) jusqu'aux grandes Antilles et présente une nette convexité vers l'est (Figure n° 1). Le début du volcanisme est daté à environ 40 Ma (Bouysse et al., 1990). Au nord de l'île de la Dominique, l'arc est divisé en deux chapelets d'îles : les îles de l'est correspondent à la partie ancienne de l'arc (arc externe) et le substratum volcanique est recouvert d'un plateau calcaire. Celles de l'ouest forment l'arc récent (arc interne) actif depuis maintenant 20 Ma. Au sud de l'île de la Dominique, l'arc est constitué d'un seul chapelet d'îles, sur lesquelles les parties anciennes et récentes sont juxtaposées. Les îles du sud sont bordées à l'ouest par le bassin arrière arc de Grenade profond de 3000 m.

Une douzaine de volcans actifs sont installés sur les îles de l'arc interne. Plusieurs d'entre eux ont eu une activité éruptive au cours du dernier siècle : Montagne Pelée (1902, 1929) ; Soufrière de Guadeloupe (1956, 1976) ; Soufrière de Montserrat (depuis 1995) ; Soufrière de St-Vincent (1902, 1979) ; Kick'em Jenny (11 éruptions depuis 1939). D'autres montrent une activité hydrothermale importante : Soufrières de Dominique et de Ste Lucie.

À l'exception du volcan sous-marin du Kick'em Jenny, la fréquence éruptive de la plupart des édifices de l'arc et donc la production de magma est relativement faible et est à mettre en relation avec la faible vitesse de la subduction (2 cm/an).

METHODOLOGIE

Des études à terre ont été menées sur plusieurs volcans actifs de l'arc (Soufrière Hills à Montserrat, Soufrière de Guadeloupe, Soufrière de Dominique, Montagne Pelée de Martinique, Soufrière de Ste Lucie), permettant de mettre en évidence plusieurs structures en fer à cheval. Si pour certaines d'entre elles, des dépôts d'avalanche de débris associés avaient déjà été identifiés à terre (Boudon et al., 1984, 1987), pour un grand nombre de structures aucun dépôt n'avait jusqu'alors été reconnu (Mattioli et al., 1995 ; Roobol et al., 1983 ; Vincent et al., 1989 ; Wadge, 1985, Wadge and Isaacs, 1989), les avalanches de débris s'étant probablement épanchées en grande partie en mer. Deux campagnes océanographiques ont été menées à bord du N/O L'Atalante de l'Ifremer en décembre 1998 - janvier 1999 (Aguadomar) et février 2002 (Caraval) permettant d'acquérir des données bathymétriques, d'imagerie, de sondeur de sédiments 3,5 kHz, de sismique réflexion (6 traces pour Aguadomar et 6 et 24 traces pour Caraval), magnétiques et gravimétriques.

Un nombre important de dépôts d'avalanches de débris a été reconnu et cartographié sur les fonds océaniques au large des îles (Figure n° 1). Les différentes données géophysiques nous ont permis de les caractériser (Deplus et al., 2001 ; Le Friant, 2001). Sur la bathymétrie, les avalanches de débris présentent fréquemment, comme à terre, des morphologies en hummocks, les mégablocs pouvant avoir des dimensions de plusieurs centaines de mètres. Leur extension est parfois bien définie par la présence d'un front morphologique qui contraste avec la topographie régulière du bassin dans lequel elles s'écoulent. Les dépôts chaotiques que représentent les avalanches de débris ont une signature hyperbolique caractéristique sur les données de sondeur de sédiments 3.5 kHz. Dans certains cas, les réflecteurs hyperboliques apparaissent nettement en surface du dépôt. Dans d'autres cas, ils peuvent être recouverts de réflecteurs lités indiquant la présence de sédiments sur le dépôt. Enfin, sur les profils de sismique réflexion, les dépôts d'avalanche de débris se traduisent par la présence de réflecteurs chaotiques, où une grande partie de l'énergie est dispersée. Ils contrastent avec les réflecteurs sub-horizontaux continus correspondants aux couches de sédiments présentes dans le bassin.

Les dépôts d'avalanche de débris cartographiés en mer ont pu être corrélés avec des structures en fer à cheval identifiées à terre. Dans certains cas, la reconnaissance de dépôts en mer nous a permis d'identifier de nouvelles structures à terre. D'autres dépôts d'avalanches de débris ont été retrouvés à terre au débouché de certaines de ces structures.

ABONDANCE DES DESTABILISATIONS DE FLANC SUR LES VOLCANS DE L'ARC ANTILLAIS

Les déstabilisations de flanc sont nombreuses sur les volcans de l'arc antillais et peuvent, dans certains cas, se renouveler un grand nombre de fois sur le même édifice. Sur les volcans du nord de l'arc elles sont généralement de petit volume et affectent principalement la partie sommitale de l'édifice. Au sud, elles mettent généralement en jeu des volumes plus importants et semblent se produire moins fréquemment.

LES VOLCANS DU NORD DE L'ARC

■ Sur le volcan de Soufrière Hills, dans la partie sud de l'île de Montserrat, plusieurs déstabilisations se sont succédées (Figure n° 2). La dernière s'est produite en 1997 générant une avalanche de débris de 45 Mm³ qui s'est écoulée dans la White river sur le flanc sud du volcan. L'English's Crater dans lequel est installé le dôme actuel est une structure en forme de fer à cheval ouverte vers l'est qui résulte d'une déstabilisation de flanc produite il y a environ 4 000 ans (Roobol et Smith, 1998 ; Wadge et Issacs, 1988). Quelques dépôts d'avalanches de débris ont été reconnus à terre dans les vallées qui drainent le cratère et sur les falaises en bord de mer (Boudon et al., 1998), mais la majeure partie de l'avalanche de débris (~0.6 km³) a été retrouvée en mer (Deplus et al., 2001 ; Le Friant, 2001 ; Le Friant et al., soumis). Enfin, sur le flanc ouest du volcan, des dépôts d'avalanche de débris plus anciens ont été identifiés sous une séquence de dépôts d'écoulements pyroclastiques de cendres et blocs, datés d'au moins 20 000 ans. Aucune trace de ces dépôts n'a été reconnue en mer. Le Friant et al. (soumis) montrent que les flancs sous-marins de l'île de Montserrat et principalement de la partie sud sont l'objet de fréquentes instabilités dont on retrouve les produits sur le fond océanique.

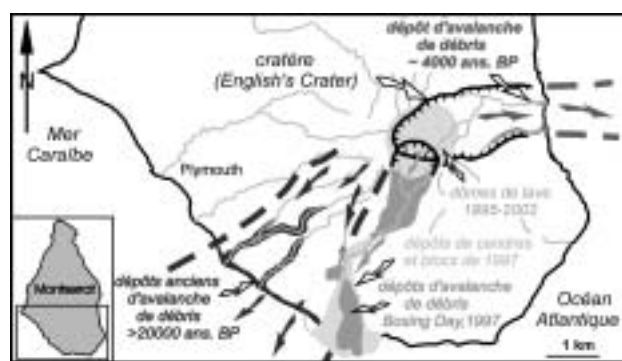


Fig. 2 : Structures de déstabilisation et localisation à terre des dépôts d'avalanches de débris sur le volcan de Soufrière Hills à Montserrat.

■ Le volcan de la Grande Découverte - la Soufrière de Guadeloupe est probablement celui qui a connu le plus grand nombre de déstabilisations de flanc au cours de son édification. C'est au cours de la période récente qu'elles se renouvellent le plus fréquemment. Dix dépôts d'avalanche de débris ont été identifiés (Figure n° 3). Si 3 d'entre eux appartiennent à la première phase d'édification, les 7 derniers correspondent à des événements qui se sont produits dans les 11 500 dernières années. Le premier de cette série est daté à 11 500 ans BP (Boudon et al., 1987). Il a formé un cratère en fer à cheval (cratère Carmichaël), de 1,5 x 1,2 km, ouvert vers l'ouest. L'avalanche de débris générée, d'un volume de 0,5 km³, s'est écoulée sur le flanc ouest du volcan et s'est arrêtée à quelques centaines de mètres de la côte. Aucune trace de magma juvénile n'ayant été reconnue, cette éruption a été interprétée comme un événement purement phréatique, comparable à celui du Mont Bandai-san au Japon en 1888 (Sekiya et Kikuchi, 1889). Depuis 8 000 ans, 6 événements se sont succédés, les avalanches de débris affectant principalement le flanc sud-ouest du volcan et atteignant pour la plupart la mer (Komorowski et al., 2002). Les dépôts d'avalanches de débris forment une séquence qui peut atteindre localement une épaisseur supérieure à 100 m. La plus ancienne de cette série s'est mise en place aux environs de 8000 ans.



Fig. 3 : Répartition des dépôts des avalanches de débris récentes sur le flanc sud-ouest du volcan de la Soufrière de Guadeloupe.

- 1 : avalanche de débris datée à 45 000 ans B.P.;
- 2 : avalanche de débris de l'éruption de 11 500 ans B.P.
- 3 : avalanches de débris produites au cours de 8 000 dernières années et recouvrant les zones occupées par les villes de Basse-Terre et Saint-Claude.
- 4 : cônes et dômes récents (post 3100 ans B.P.)

Un événement important s'est produit il y a 3100 ans. L'éruption a été générée, comme au Mont St-Helens, par l'injection d'un cryptodôme dans le flanc sud de l'édifice provoquant sa déstabilisation. Le glissement a immédiatement été suivie par un blast dirigé latéralement vers le sud, dont on retrouve les dépôts sur plus de 60 km² (Boudon et al., 1984). Le dernier événement est probablement associé à la dernière activité magmatique qui a construit le dôme de la Soufrière, vers l'an 1440 de notre ère. Bien qu'une partie de ces avalanches de débris se soient épanchées en mer, aucune trace de dépôt n'a été

identifiée sur les flancs sous-marins de l'édifice. Ceci est principalement dû à l'existence d'une grande vallée sous-marine qui draine les flancs sous-marins de l'île et érode la plupart des dépôts (Figure n° 1).

LES VOLCANS DU SUD DE L'ARC

■ En Dominique, le volcanisme actif se localise dans la partie sud de l'île dans un secteur appelé Soufrière. Ce système volcanique a connu plusieurs déstabilisations générant de volumineuses avalanches de débris vers l'ouest (Deplus et al., 2001; Le Friant et al., 2002). Plusieurs structures en fer à cheval, emboîtées les unes dans les autres, ont été cartographiées. Si l'une d'entre elles, la structure de Soufrière, avait déjà été reconnue (Roobol et al., 1983, Wadge, 1985), aucun dépôt d'avalanche de débris n'avait été identifié à terre au préalable. Trois déstabilisations de flanc ont récemment été étudiées (Figure n° 4 - Le Friant et al., 2002). La plus ancienne (> 100 000 ans) détruit en grande partie un premier édifice volcanique et produit l'une des avalanches de débris les plus volumineuses de l'arc antillais; on retrouve les dépôts à terre mais elle s'étend aussi en mer sur une superficie d'environ 3 500 km². La structure formée est en partie recouverte par le cône qui s'est reconstruit à l'intérieur (volcan du Plat Pays). La seconde déstabilisation forme la structure en fer à cheval de Soufrière, bien visible dans la morphologie. Le dépôt d'avalanche de débris associé montre une morphologie en hummocks spectaculaire avec des mégablocs pouvant atteindre des longueurs de 2,8 km et des hauteurs de 240 m. Son âge se situe entre 6600 et 2380 ans BP (datations au 14C sur bois carbonisés). La dernière déstabilisation, de petit volume, affecte le cône reconstruit à l'intérieur de la structure de Soufrière; c'est dans cette dernière structure (structure de Morne Rouge) que se sont mis en place les dômes de lave récents.

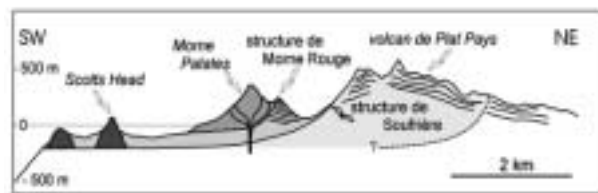


Fig. 4 : Coupe interprétative recoupant les trois structures de déstabilisation de la partie sud de l'île de Dominique.

Les deux reliefs au sud-ouest (Scott's Head) représentent des mégablocs appartenant à la déstabilisation de Soufrière (d'après Le Friant et al. 2002).

■ L'édification de la Montagne Pelée en Martinique est également marquée par 3 déstabilisations successives de son flanc ouest, qui conditionnent fortement l'évolution du volcan tant sur le plan volcanologique que magmatologique (Le Friant et al., in press).

La première s'est produite, il y a au moins 100 000 ans, générant une avalanche de débris d'un volume de plus de 25 km³ dont l'essentiel s'est épanché en mer dans le bassin de Grenade, jusqu'à 60 km des côtes. Seul le rempart nord de la structure, dont les dimensions sont estimées à 6 x 8 km, est encore visible (Figure n° 5). La seconde a produit une avalanche de débris qui comme la précédente s'est essentiellement épanchée en mer et forme un dépôt nettement identifiable dans la bathymétrie. D'un volume de 13 km³, elle a érodé lors de son écoulement le flanc sous-marin de l'édifice créant un profond chenal de 4 km de large et de 13 km de longueur. La structure formée (6 x 4,5 km) affecte une partie du flanc sous-marin de l'édifice, comme le montre la concavité de la côte. Elle est localisée à l'intérieur de la précédente. Cet événement est daté aux environs de 25 000 ans (datations par 14C sur bois carbonisés prélevés dans les produits de remplissage et par déséquilibre U-Th sur les dômes de lave recoupés par la structure). Le dernier événement, plus récent et de plus petite taille (~ 9 000 ans), a généré une avalanche de débris de petit volume dont les dépôts reconnus à terre et en mer sur le flanc sous-marin de l'édifice montrent une morphologie en hummocks caractéristique. La structure qui en résulte (4 x 1,5 km) est également emboîtée dans la précédente. Comme pour la Dominique, un nouveau cône est installé à l'intérieur de cette dernière structure.

■ LA STRUCTURE DE QUALIBOU dans la partie sud-ouest de l'île de Ste Lucie a été interprétée par certains auteurs comme une caldeira d'effondrement (Tomblin, 1966; Wohletz et al., 1987) et par d'autres comme une structure de glissement (Roobol et al., 1983; Matioli et al., 1995) sans qu'aucun dépôt d'avalanche de débris n'ait été identifié. Cette structure montre une morphologie ouverte vers l'ouest. C'est à son ouverture que sont situés les deux dômes de dacite de Petit et Gros Pitons. Plusieurs dépôts d'avalanche de débris ont été reconnus dans le bassin de Grenade au large de l'île de Ste-Lucie au débouché d'un chenal situé sur le flanc sous-marin de l'île et dont les rebords sont localisés dans l'alignement des remparts de la structure de Qualibou (Deplus et al., 2001; Le Friant, 2001). Ceci confirme que la structure de Qualibou correspond à une structure de déstabilisation formée probablement au cours d'événements successifs. Des datations actuellement en cours devraient permettre de proposer un âge minimum pour la formation de cette structure.

■ LA SOUFRIÈRE DE ST-VINCENT a aussi connu au moins une déstabilisation de son flanc ouest. La structure de Baleine, dont seul le rempart nord est visible, est ouverte sur la mer Caraïbe. Elle résulte d'une déstabilisation dont les dépôts d'avalanche de débris ont été reconnus en mer lors de la campagne océanographique Caraval. C'est à l'intérieur de cette structure qu'est installé le cône de la Soufrière, l'un des plus actifs de l'arc.

■ Enfin, LE KICK'EM JENNY, le seul volcan sous-marin de l'arc semble également avoir été l'objet d'une déstabilisation de son flanc ouest. Installé sur le bord nord-ouest de la plate forme sous-marine qui supporte l'île de Grenade, cet édifice présente une très forte dissymétrie et seul son flanc ouest est bien développé (Bouysse et al., 1988). Le cône actuel, à croissance rapide, est installé à l'intérieur d'une structure en fer à cheval (6 x 3,5 km) ouverte vers l'ouest (Figure n° 6). Bien qu'aucun dépôt d'avalanche de débris n'ait pu être reconnu en mer (absence de levés bathymétriques à la base du cône), la structure identifiée est interprétée comme résultant d'une déstabilisation de flanc (Boudon et al., 1999; Le Friant 2001).

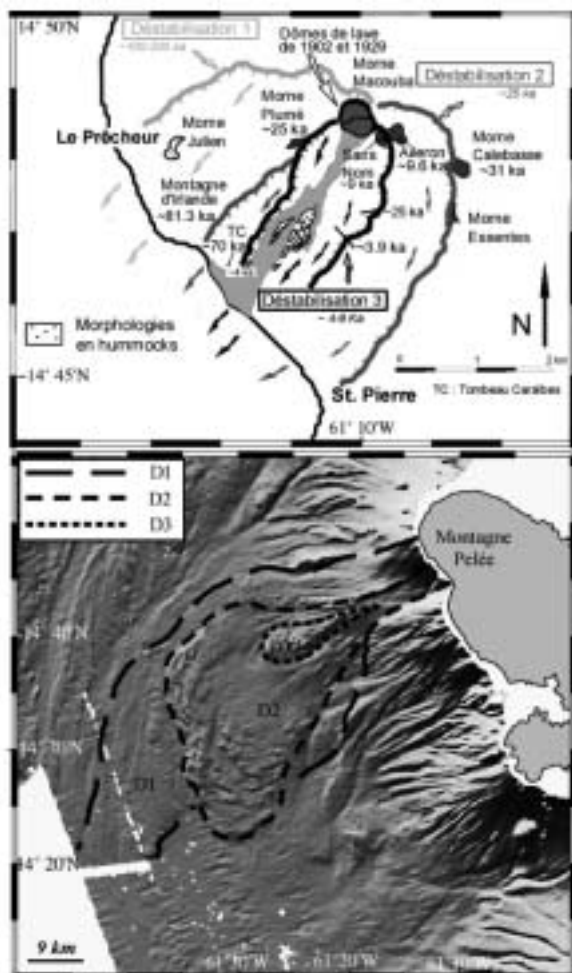


Fig. 5 : Les déstabilisations de flanc sur le volcan de la Montagne Pelée, Martinique (d'après Le Friant et al., in press).

Haut : Carte montrant les différentes structures de déstabilisation affectant le flanc ouest de la Montagne Pelée. Plusieurs âges obtenus sur les dômes de lave recoupés par les structures et sur les dépôts de remplissage sont reportés.

Bas : Bathymétrie multifaisceaux à l'ouest de la Montagne Pelée (campagne Aguadomar), illumination N 320°.

Les trois dépôts d'avalanche de débris sont identifiés.

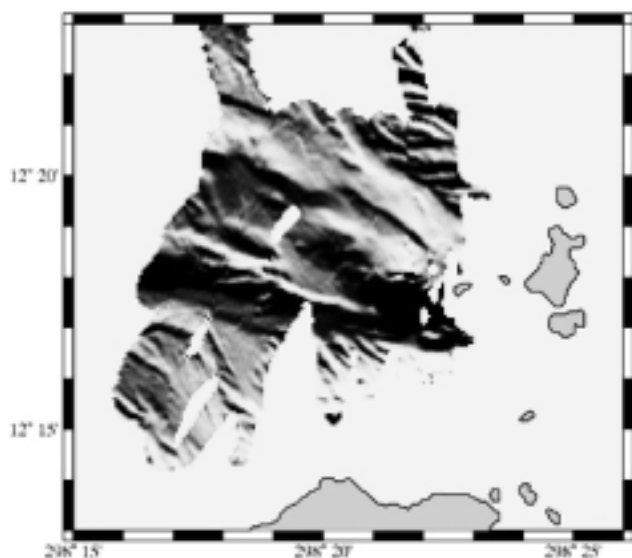


Fig. 6: Le volcan sous-marin du Kick'em Jenny.

Ombre de la bathymétrie; illumination N 10° (d'après le Friant, 2001)

DISCUSSION

ORIGINE DES DESTABILISATIONS DE FLANC

Les déstabilisations de flanc affectent la plupart des volcans actifs de l'arc des petites Antilles. On en retrouve également sur les volcans éteints (structures en fer à cheval et/ou dépôts d'avalanches de débris). Dans la partie nord de l'arc (Soufrière Hills à Montserrat, Soufrière de Guadeloupe), les déstabilisations sont nombreuses; elles mettent en jeu de petits volumes (quelques dizaines à quelques centaines de millions de m³) et affectent uniquement la zone sommitale de l'édifice. Leur origine est à mettre en relation avec l'intense hydrothermalisation et fracturation qui affectent ces volcans. En effet, ces derniers possèdent un système hydrothermal extrêmement développé qui fragilise les zones sommitales et favorise leur instabilité. Les déstabilisations peuvent donc être générées sans qu'une importante surcharge de l'édifice ne se produise. Ce fut par exemple le cas de l'événement de Soufrière Hills sur l'île de Montserrat en 1997 ou encore de l'éruption phréatique de 11500 ans BP du volcan de la Grande Découverte - la Soufrière de Guadeloupe.

Dans le cas des volcans des îles du sud de l'arc (Dominique, Martinique, Ste Lucie, St-Vincent), les déstabilisations sont moins fréquentes bien qu'elles puissent se renouveler plusieurs fois au cours de leur édification. Elles mettent en jeu des volumes beaucoup plus importants (plusieurs km³ à plusieurs dizaines de km³). Elles affectent systématiquement le flanc ouest des édifices et les avalanches de débris s'épanchent en partie voire en totalité en mer Caraïbe dans le bassin de Grenade. Leur origine est à rechercher dans la structure de l'arc et dans l'importante dissymétrie est-ouest qui affecte les îles et les édifices volcaniques. En effet, les flancs aériens et sous-marins de la partie ouest des îles ont des pentes beaucoup plus

fortes (~20 %) que ceux de la partie est (~5 %). A cette dissymétrie s'ajoute la position des édifices volcaniques décalés pour la plupart vers l'ouest par rapport à l'axe de l'arc. L'importante surcharge créée par le cône volcanique et les fortes pentes du flanc ouest sont à l'origine des instabilités de ces volcans. Lorsqu'une déstabilisation se produit, un nouveau cône s'édifie à l'intérieur de la structure en fer à cheval. La discontinuité formée au niveau du plancher de cette structure favorise la circulation des fluides à son niveau et dans les parties supérieures du cône (fluides hydrothermaux et eaux météoriques s'infiltrant dans le nouveau cône plus perméable) créant des zones de faiblesse qui favorisent de nouvelles déstabilisations. Ainsi, il n'est pas nécessaire que le nouveau cône formé atteigne le volume du précédent pour qu'il se déstabilise à nouveau. Les déstabilisations qui suivent mettent en jeu des volumes de plus en plus petits et sont plus rapprochées dans le temps (ex. Montagne Pelée et Soufrière de Dominique).

Les variations du niveau de la mer peuvent également avoir une influence sur l'instabilité de ces édifices. Une variation rapide du niveau de la mer, comme cela s'est produit lors de la dernière glaciation, modifie le champ des contraintes ainsi que la pression de pore à la base de l'édifice et peut favoriser son instabilité. Par exemple, la déstabilisation datée de 25 000 ans à la Montagne Pelée est contemporaine d'une diminution importante du niveau de la mer.

INFLUENCE SUR LA SEDIMENTATION DANS LE BASSIN DE GRENAD E ET SUR LE TAUX DE PRODUCTION DE MAGMA

Les taux de sédimentation dans le bassin de Grenade varient du nord au sud et en fonction des périodes glaciaires. Ils ont été estimés par Reid et al. (1996), sur la base de l'étude de carottes sédimentaires prélevés dans le bassin, de 4 à 25 cm/ka pour les dernières dizaines de milliers d'année. Mais ces taux ne prennent pas en compte l'apport que représentent les volumineuses avalanches de débris qui s'épanchent brutalement dans le bassin. Il est donc probable que les taux de sédimentation soient localement bien supérieurs à ceux proposés jusqu'à présent. Des carottages effectués lors de la campagne Caraval dans les zones où se sont épanchées les avalanches de débris, devraient nous permettre de quantifier l'apport supplémentaire de sédiments dus aux déstabilisations de flanc. Quant à la production magmatique au niveau de l'arc antillais, Sigurdsson et al. (1980) ont proposé un taux de 0,1 m³/s pour les 100 000 dernières années. Basé sur le volume actuel des édifices volcaniques, il ne prend pas en compte les volumes déstabilisés. Si l'on prend l'exemple de la Montagne Pelée, le volume de la partie émergée du cône actuel est estimé à 50-60 km³ et le volume cumulé des trois déstabilisations de flanc à 40 km³, ce qui représente de l'ordre de 70 % du cône actuel. Une prise en compte des volumes déstabilisés pour l'ensemble des volcans de l'arc devrait donc permettre d'avoir une meilleure estimation du taux de production magmatique à l'échelle de l'arc.

RISQUES ASSOCIÉS AUX DESTABILISATIONS DE FLANC

Jusqu'à présent, ce sont au moins 30 déstabilisations de flanc qui ont été reconnues sur les volcans de l'arc antillais, 15 d'entre elles s'étant produites dans les 30 000 dernières années. Les volumes mis en jeu et la fréquence de ces événements ne sont pas les mêmes sur chaque volcan et les risques qui en résultent sont différents. Sur les volcans du nord de l'arc tels que la Soufrière de Guadeloupe ou Soufrière Hills à Montserrat, bien que les volumes mis en jeu soient faibles, les effets de tels événements sont dévastateurs pour les populations à l'échelle du volcan (cf. événement de 1997 à Montserrat ou de 3100 ans BP à la Soufrière de Guadeloupe). Sur ces îles, ces événements se renouvellent fréquemment. A la Soufrière de Guadeloupe, ce sont 6 déstabilisations de flancs qui se sont produites dans les 8 000 dernières années. Les avalanches de débris s'écoulent à chaque fois sur le flanc sud-ouest du volcan, ennoyant le secteur où sont construites les villes de Saint-Claude et Basse-Terre. Les dépôts peuvent atteindre plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Comme à Soufrière Hills à Montserrat, l'importante altération hydrothermale des zones sommitales et internes de l'édifice, associée à une intense fracturation, fragilise le dôme de la Soufrière et ses environs. Une simple éruption phréatique, comme celle de 1976, peut provoquer le glissement d'une partie ou de la totalité du dôme. Compte tenu de la morphologie du volcan, un tel événement a, comme les précédents, la plus grande probabilité de générer une avalanche de débris s'écoulant dans la même direction. Les premières simulations numériques de l'écoulement d'une avalanche de débris produite par la déstabilisation du dôme de la Soufrière montrent que les régions de Saint Claude – Basse Terre seraient recouvertes par des dépôts de plusieurs mètres d'épaisseur. Ce sont actuellement plus de 30 000 personnes qui vivent dans ce secteur et qui sont donc directement menacées par un tel événement. C'est parce que ce volcan est extrêmement hydrothermalisé et fracturé qu'il a déjà généré de nombreuses déstabilisations de flanc et qu'il en produira de nouvelles. Une réactivation de la Soufrière nécessitera donc une prise en compte sérieuse de ce type de risque. Quant aux volcans du sud de l'arc, bien que les déstabilisations de flanc se soient renouvelées plusieurs fois dans l'évolution des différents volcans, affectant toujours le flanc ouest des édifices, elles semblent se produire avec une plus faible fréquence. Cependant, elles mettent en jeu des volumes beaucoup plus importants pouvant aller de plusieurs km³ à plusieurs dizaines de km³. Les avalanches de débris générées s'écoulent en grande partie voire en totalité dans la mer Caraïbe. Lorsqu'une telle masse de produits entre brutalement en mer, elle génère un tsunami dont les vagues peuvent atteindre plusieurs mètres à plusieurs dizaines de mètres de hauteur. Différentes simulations numériques ont déjà été réalisées sur des événements passés du volcan de Soufrière Hills à Montserrat (Heinrich et al., 1998; 2001) ou de la Montagne Pelée en Martinique (Le Friant, 2001). Elles montrent que pour de grandes déstabilisations les vagues peuvent être importantes et affecter non seulement les côtes de l'île concer-

née, mais aussi l'ensemble des côtes de la Caraïbe. Dans les îles de la Caraïbe, la majorité de la population étant concentrée sur les côtes (ex. villes de Pointe à Pitre en Guadeloupe et de Fort de France en Martinique), on peut imaginer les conséquences catastrophiques qu'aurait une nouvelle déstabilisation de l'un des volcans du sud de l'arc. Un certain nombre d'édifices à l'intérieur des structures déjà formées sont aujourd'hui très volumineux et connaîtront dans un futur plus ou moins proche de nouvelles déstabilisations. Des programmes de recherche sont actuellement en cours pour essayer de mieux comprendre ces événements et d'estimer les risques qu'ils peuvent faire encourir aux populations; ils concernent la recherche de dépôts de tsunamis passés, la simulation numérique de l'écoulement d'avalanches de débris et de la propagation des tsunamis, la connaissance de la stabilité des édifices volcaniques.

REMERCIEMENTS

Nous remercions les capitaines et équipages du N/O L'Atalante ainsi que le personnel des Observatoires Volcanologiques de la Montagne Pelée en Martinique, de la Soufrière de Guadeloupe et de Soufrière Hills à Montserrat. Cette étude a bénéficié du soutien financier de INSU.

REFERENCES

- Boudon, G., J.-C. Komorowski, M.P. Semet, A. Le Friant, and C. Deplus, *Frequent Volcanic Flank-Collapses in the Lesser Antilles Arc : Origin and Hazards (abstract)*, AGU 99 Fall Meeting, , *EOS Trans. AGU* 80-46 F1142, 1999.
- Boudon, G., M.P. Semet, and P.M. Vincent, P.M., *Flank failure-directed blast eruption at Soufrière, Guadeloupe, French West Indies : A 3000-yr-old Mt St Helens ?* *Geology*, 12, 350-353, 1984.
- Boudon, G., M.P. Semet, and P.M. Vincent, *Magma and hydrothermally driven sector collapses : the 3100 and 11500 Y.B.P. eruptions of la Grande Découverte (la Soufrière) volcano, Guadeloupe, french West Indies.* *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 33, 317-323, 1987.
- Boudon, G., B. Villemant, J.-C. Komorowski, P. Ildelfonse, and M.P. Semet, *Characterization of the hydrothermal system of Soufriere Hills volcano, Montserrat (West Indies) : implications for renewal of activity since 1995.* *Geoph. Res. Lett.*, 25 (19), 3693-3696, 1998.
- Bouysse, P., A. Mascle, A. Mauffret, B. Mercier de Lépinay, I. Jany, A. Leclère-Vanhoeve, and M.C. Montjaret, *Reconnaissance de structures tectoniques et volcaniques sous-marines de l'arc récent des Petites Antilles : Kick'em Jenny, Qualibou, Montagne Pelée, N-W de la Guadeloupe*, *Mar. Geol.*, 81, 261-287, 1988.
- Bouysse, P., D. Westercamp, and P. Andreieff, *The Lesser Antilles Island Arc. Proceedings of the Ocean Drilling program, Scientific results*, 110, 29-44, 1990.
- Deplus, C., A. Le Friant, G. Boudon, J.-C. Komorowski, B. Villemant, C. Harford, J. Ségoufin, and J.-L. Cheminée, J.-L., *Submarine Evidence for Large-scale Debris Avalanches in the Lesser Antilles arc*, *Earth. Planet. Sc. Lett.*, 192 (2),

- 145-157, 2001.
- Heinrich, Ph., A. Mangeney, S. Guilbourg, R. Roche, G. Boudon, and J.-L. Cheminée, Numerical simulation of a potential landslide-generated tsunami in Monserrat, *Geophys. Res. Lett.* 25 (19), 3697-3700, 1998.
- Heinrich, P., G. Boudon, J.C. Komorowski, R.S.J. Sparks, R. Herd, and B. Voight, Numerical simulation of the December 1997 debris avalanche in Montserrat, *Geophys. Res. Lett.*, 28 (13), 2529-2532, 2001.
- Komorowski, J.-C., G. Boudon, M.P. Semet, B. Villemant, and G. Hammouya, Recurrent flank-collapses at Soufrière of Guadeloupe volcano: implications of acid hydrothermal fluids on edifice stability. International Congress "Montagne Pelée 1902-2002", Martinique, May 12-16, 2002.
- Le Friant, A., Les déstabilisations de flanc des volcans de l'arc des Petites Antilles : origines et conséquences. Thèse de doctorat, Université Paris 7, France, 2001.
- Le Friant A., G. Boudon J.-C. Komorowski et C. Deplus, L'île de la Dominique, à l'origine des avalanches de débris les plus volumineuses de l'arc des Petites Antilles, *Comptes Rendus Géosciences*, 334, 235-243. 2002.
- Le Friant, A., G. Boudon, C. Deplus, and B. Villemant, Large scale flank-collapse events during the activity of Montagne Pelée, Martinique, Lesser Antilles, *J. Geophys. Res.*, in press.
- Le Friant, A., C. Harford, C. Deplus, G. Boudon, S. Sparks, R. Herd, and J.-C. Komorowski J., Geomorphological evolution of Montserrat (West Indies): importance of flank-collapse and erosional processes. London Geological Society (soumis).
- Lipman, P.W., and D.R. Mullineaux, (eds), The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington. Professional Paper U.S. Geological Survey, 1250, 1981.
- Mattioli, G.S., P.E. Jansma, L. Jaramillo, and A.L. Smith, Sector Collapse in Island Arc Volcanoes : a digital topographic and bathymetric investigation of the Qualibou Depression, St Lucia, Lesser Antilles. *Caribbean Journal of Science*, 31, 163-173, 1995.
- Reid, R.P., S.N. Carey, and D.R. Ross, Late Quaternary sedimentation in the Lesser Antilles island arc, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 108 (1), 78-100, 1996.
- Roobol, M. J., J.V. Wright, and A.L. Smith, Calderas or gravity-slide structures in the Lesser Antilles Island Arc? *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 19, 121-134, 1983.
- Roobol, M. J., and A.L. Smith, Pyroclastic stratigraphy of the Soufrière Hills volcano, Montserrat: Implications for the present eruption. *Geophys. Res. Letters*, 25, 3393-3396, 1998.
- Sekiya, S., and Y. Kikuchi, The eruption of Bandai-san. *J. Coll. Sci., Imp. Univ., Japan*, 3 (2) 91-172, pl. XV-XXIV, 1889.
- Sigurdsson, H., R.J.S. Sparks, S.N. Carey, and T.C. Huang, Volcanogenic sedimentation in the Lesser Antilles arc, *J. Geology*, 88, 523-540, 1980.
- Sparks, R.S.J., J. Barclay, E.S. Calder, R.A. Herd, J.-C. Komorowski, R. Lockett, G.E. Norton, L.J. Ritchie, B. Voight, and A.W. Woods, Generation of a debris avalanche and violent pyroclastic density current on 26 December (Boxing Day) 1997 at Soufrière Hills Volcano, Montserrat. In: T.H. Druitt, B.P. Kokelaar (Eds), *The eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999*, Geological Society of London Special Publication, 21, 409-434, 2002.
- Tomblin, J.F., *The geology of the Soufrière volcanic centre; St. Lucia*, Fourth Caribbean Geological Conference, Trinidad, 367-376, 1965.
- Vincent, P.M., J.-L. Bourdier, and G. Boudon, The primitive volcano of Montagne Pelée : its construction and partial destruction by flank collapse. *Journal of Volcanol. Geotherm. Res.*, 38, 1-15, 1989.
- Voight, B., J.C. Komorowski, G.E. Norton, A.B. Belousov, Belousova, G. Boudon, P.W. Francis, W. Franz, P. Heinrich, R.S.J. Sparks, S.R. Young, The 26 December (Boxing Day) 1997 sector collapse and debris avalanche at Soufrière Hills Volcano, Montserrat. In Druitt, T.H., and Kokelaar, B.P. (eds), *The eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999*, London, Geological Society Memoir, 21, 363-408, 2002.
- Wadge, G., Morne Patates volcano, southern Dominica, Lesser Antilles, *Geol. Mag.*, 122(3), 253-260, 1985.
- Wadge, G., and M.C. Isaacs, Mapping the volcanic hazards from Soufrière Hills volcano, Montserrat, West Indies using an image processor, *J. Geol. Soc. Lond.*, 145, 541-551, 1988.
- Wohletz, K., G. Heiken, M. Ander, F. Goff, F.-D. Vuataz, and G. Wadge, The Qualibou Caldera, St. Lucia, West Indies. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 27, 77-115, 1986.

Sondages des jets volcaniques par radar Doppler : applications à l'Etna

DOPPLER RADAR SOUNDINGS OF VOLCANIC JETS: APPLICATIONS ON MT ETNA

F. DONNADIEU^{1,2}, G. DUBOSCLARD², P. ALLARD³, R. CORDESSES², C. HERVIER²,
J. KORNPBST^{1,2}, J - F. LÉNAT^{1,2}

¹Laboratoire Magmas et Volcans, UMR 6524, Université Blaise Pascal - CNRS

²Observatoire de Physique du Globe de Clermont-Ferrand (OPGC), France

³Laboratoire Pierre Süe, CNRS-CEA, Gif/Yvette, France

ABSTRACT

A medium-power UHF Doppler radar has recently been developed for ground-based active remote sensing of volcanic eruptions. Named Voldorad, this radar is designed to probe the dynamics of eruptive jets and monitor eruptive activities of variable intensity, at medium (0.4-5 km) distance range, even nightly or under poor weather conditions. The echo signals backscattered by jet particles in several range gates of the radar beam can be separated and signals from uprising and falling particles can be distinguished. Quantitative measurements of total backscattered power, related to the ejecta output rate, and of particles and gas velocities reveal useful in understanding the jet dynamics and source processes leading to an eruption. We illustrate the results obtained from two field campaigns on Etna in October 1998 and July 2001 during which Strombolian-type eruptive activity and lava fountains were monitored for several hours with Voldorad. Strong echoes were recorded from these activities and the radar signals show a cyclic behaviour of bubble-bursting eruptive jets with gas velocities reaching 130 m/s during fountaining paroxysms. During single explosive events, the gas velocity, traced every 0.1 s, shows peaking values followed by an exponential decrease in a matter of seconds. The evolution of maximum gas velocity, during eruptive episodes, closely matches the evolutions of both the eruptive activity and the seismic tremor amplitude, indicating a main control of the volcanic tremor by shallow conduit flow dynamics.

INTRODUCTION

Les techniques de télédétection active au sol telles que Sodar, Lidar ou Radar sont couramment utilisées pour étudier la structure et la dynamique de l'atmosphère. Bien que peu appliquées encore en Volcanologie, ces méthodes renferment un grand potentiel pour le sondage à distance des jets et panaches éruptifs et l'étude de leur dynamique. Des radars météorologiques non Doppler ont d'abord été utilisés pour l'étude de l'évolution et de la teneur en cendres des panaches éruptifs du Mont St. Helens (Harris et al., 1981; Harris et Rose, 1983) et du Mont Spurr (Rose et al., 1995). Les vitesses verticales des

explosions à Stromboli ont pu être mesurées grâce à un Sodar Doppler (Weill et al., 1992) et, plus récemment, avec un microradar Doppler anémomètre (FM-CW) (Hort et Seyfried, 1998 ; Seyfried et Hort, 1999). Un radar Doppler plus puissant, Voldorad (Volcano Doppler Radar), adapté des techniques de radars UHF profilers de vent, a été spécifiquement construit par l'OPGC à des fins volcanologiques, afin de pouvoir mesurer des vitesses élevées, à distance de quelques kilomètres d'une éruption. Ce radar a permis de suivre l'intégralité de plusieurs épisodes éruptifs de type Strombolien et Hawaïen du cratère SE de l'Etna en 1998 (Dubosclard et al., 1999 ; Dubosclard et al., accepted) et 2001. On présente ici une illustration des principaux résultats obtenus.

INSTRUMENTATION

DESCRIPTION DE L'APPAREILLAGE

La version finale de Voldorad se présente sous forme d'un coffret de 60*60*60 cm comprenant l'émetteur, le récepteur ainsi que l'unité de traitement du signal reçu. L'antenne du radar, constituée d'un réseau de 4 antennes Yagi, possède une angle d'ouverture de 9°. Elle est montée sur trépied et se règle en site et en azimut. Les données reçues sont visualisées en temps réel puis stockées sur un PC dont l'horloge est synchronisée sur l'heure GPS. Sa consommation électrique étant modeste (200 W), le radar est alimenté par un petit groupe électrogène. D'un poids de 50 kg, l'équipement se transporte aisément en véhicule tout-terrain et peut donc être installé rapidement près d'un volcan en éruption.

FONCTIONNEMENT DU RADAR

Ce radar de puissance moyenne (60 W) émet toute les 100 ms, à l'intérieur du faisceau d'antenne, une impulsion électromagnétique de fréquence 1274 MHz dont la durée peut être variée entre 0.4 et 1.5 microsecondes. Lorsque l'antenne est orientée en direction d'un jet éruptif, le signal émis est rétrodiffusé par les particules volcaniques se trouvant à l'intérieur du faisceau d'antenne. La majorité de ces particules ayant un diamètre inférieur à la longueur d'onde du signal ($\lambda=23.5$ cm), on suppose une diffusion de type Rayleigh. Juste après l'émission, l'antenne est commutée sur le récepteur qui amplifie et filtre le signal rétrodiffusé. Ce dernier est ensuite digitalisé et traité numériquement. La vitesse de propagation de l'onde étant constante et égale à celle de la lumière, le signal

reçu est analysé par tranches de temps successives, qui correspondent en distance à des "portes" successives de 60 à 225 m (selon la durée de l'impulsion émise) le long de l'axe du faisceau (Figure 1).

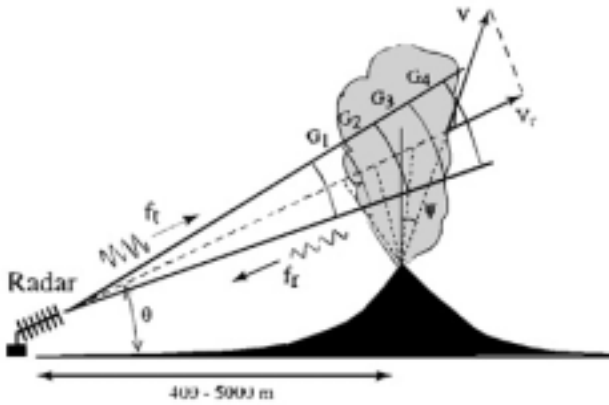


Fig. 1 : Schematic radar sounding geometry showing the elevation angle Θ and the angle ψ between the gate centre and the vertical to the crater.

The transmitted wave frequency is modified during backscattering by the particles crossing the range gates (G1-G4) inside the jet. The particle ejection velocity V can be calculated from the radial velocity along the beam axis V_r retrieved from the Doppler spectra.

Pour chaque porte, le traitement du signal consiste d'abord en une intégration dans le temps de N_c échantillons consécutifs, qui améliore le rapport signal sur bruit d'un facteur N_c . Pour chaque porte la suite de 64 valeurs ainsi calculées constitue une série temporelle dont on calcule le spectre par transformée de Fourier (FFT) toutes les 0.1 s environ. La vitesse de la cible dans l'axe du faisceau (vitesse radiale) V_r se calcule à partir du décalage Doppler Δf entre les fréquences de transmission et de réception.

$$V_r = -\lambda \times \Delta f / 2 \quad (1)$$

Ainsi, les décalages Doppler négatifs correspondent à des cibles s'éloignant de l'antenne ($V_r > 0$) et vice versa. Avec un angle de site supérieur à quelques degrés, il est donc possible de distinguer l'essentiel des particules ascendantes ($V_r > 0$) et descendantes ($V_r < 0$) pour les portes situées à l'aplomb de la bouche éruptive.

CONDITIONS EXPERIMENTALES

Toutes les mesures effectuées avec Voldorad ont été jusqu'alors réalisées à l'Etna. Les premières mesures ont été effectuées dans la nuit du 11-12 octobre 1998 lors d'une éruption strombolienne du cratère SE qui, entre mi-septembre 1998 et juillet 2001, a été le siège de plusieurs cycles éruptifs récurrents. Chaque éruption durait quelques heures, culminant en fontaines de lave de 200 à 900 m de hauteur et en coulées. Elle était séparée de la suivante par quelques jours à une semaine d'inactivité totale. Après des améliorations techniques, la version actuelle du radar a été utilisée en juillet 2001 au cours de trois épisodes éruptifs avec fontaines de lave du cratère SE (4, 7, 13 juillet), puis lors de l'édification explosive d'un

nouveau cratère à 2550 m d'altitude sur le flanc Sud (29 et 31 juillet) au cours de l'éruption latérale débutée le 17 juillet.

En 1998, Voldorad était installé à une altitude de 2900 m a.s.l., 300 m en contrebas et à environ 1 km au sud du bord du cratère SE (Torre del Filosofo ; Figure 2).

La plupart des mesures ont été réalisées avec un angle de site $20 < \Theta < 30^\circ$ et un temps d'impulsion $\tau = 0.8 \mu s$ correspondant à des portes de 120 m de longueur.

En fonction de la géométrie du tir, on peut recalculer une vitesse V au centre de la porte en fonction de sa composante radiale V_r mesurée par le radar avec l'équation :

$$V = V_r / \sin(\Theta - \psi) \quad (2)$$

ψ_i représentant l'angle entre la verticale et la trajectoire des particules passant par le centre de la porte i (Figure 1). Le signal était généralement reçu dans 2 portes consécutives (de part et d'autre de l'axe du jet), et parfois 3 portes lors des paroxysmes. Les mesures en 2001 au cratère SE ont été effectuées dans des conditions comparables, à des distances toutes inférieures au kilomètre. Durant l'éruption du 13 juillet, la plus violente de la série, les opérateurs ont dû évacuer le site mais Voldorad a pu continuer ses enregistrements en mode autonome pendant le paroxysme. Enfin, les 29 et 30 juillet les mesures ont été réalisées à seulement 700 m du cône en éruption.

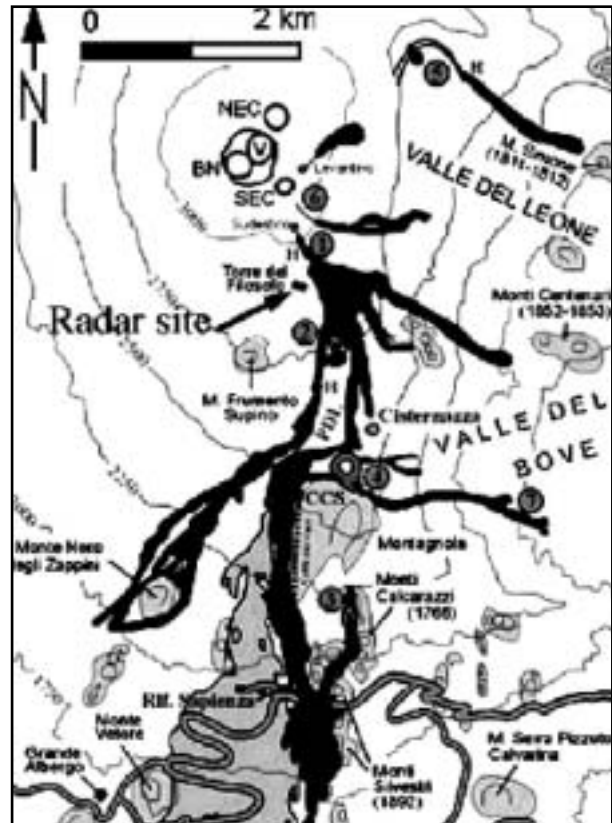


Fig. 2 : Map of Etna south summit craters, showing the radar sites for the study of SE Crater eruptions in 1998 and 2001.

Lava flows poured out during the July-August 2001 flank eruption are indicated in dark grey. Modified from INGV Catania web site.

SURVEILLANCE RADAR DES ERUPTIONS

Les campagnes de mesures réalisées en 1998 et en 2001 lors de différents épisodes éruptifs du cratère sud-est de l'Etna ont montré que Voldorad peut suivre en continu pendant plusieurs heures l'évolution de l'activité éruptive. Les résultats sont affichés en temps réel sur l'ordinateur de contrôle sous la forme de spectres Doppler présentant la densité spectrale de puissance (PSD) en fonction de la distribution des vitesses radiales (Figure 3).

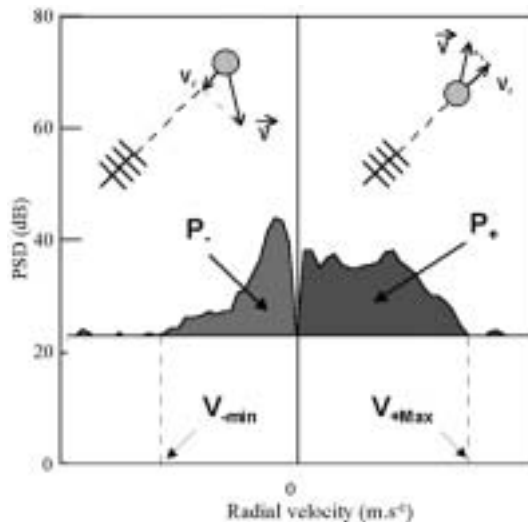


Fig. 3 : Typical Doppler spectrum showing the power spectral density (PSD) as a function of the radial velocity (V_r) distribution.

The power seen in the left part ($V_r < 0$) stems from sinking particles and that in the right part ($V_r > 0$) from ascending particles with velocity V . Main parameters retrieved from both parts are mean and maximum velocities (V_{+mean} , V_{-min} , V_{+mean} , V_{+max}) and power (P_- , P_+).

Après un traitement des spectres, plusieurs paramètres fournissent des informations quantitatives sur l'intensité du jet, en particulier pour les particules ascendantes ($V_r > 0$) : (i) la puissance rétrodiffusée (P_+) qui représente l'intégration de la PSD pour chaque spectre (la puissance totale dépend, entre autres, du nombre et de la taille des particules passant dans le faisceau et reflète donc le flux de matière éjectée) ; (ii) la vitesse moyenne des particules (V_{+mean}) ; (iii) la vitesse maximum (V_{+max}) associée aux plus fines particules, donc proche de la vitesse des gaz. Le produit de la vitesse moyenne et de la puissance peut notamment servir pour estimer l'énergie cinétique des jets (Seyfried et Hort, 1999).

La Figure 4 illustre le suivi nocturne de l'épisode paroxysmal du 13 juillet 2001 au travers des paramètres mesurés par Voldorad et du tremor sismique. L'amplitude des vibrations du sol à l'origine du tremor s'avère généralement être un bon indicateur global du niveau d'activité lors des éruptions sommitales de l'Etna. L'amplitude du tremor a d'abord subi une augmentation progressive avant minuit puis s'est nettement accrue à partir de 02h50 T.U., avec un séisme notable vers 03h15, pour atteindre des valeurs maximales entre 04h35 et 04h55. L'amplitude du tremor chute ensuite brutalement jusqu'à 05h10 où une reprise

s'amorce avant de retomber à des valeurs habituelles au petit matin. A l'origine de cette évolution du tremor, et au regard des épisodes précédents du cratère SE, l'activité strombolienne du 13 juillet a été de plus en plus vigoureuse et a culminé en fontaines de lave de 600 à 700 m de hauteur. Les variations des signaux radar montrent une évolution similaire à celle du tremor en terme de puissance totale rétrodiffusée par les particules ascendantes (P_+), ainsi que de leur vitesse maximum (V_{+max}). Le signal P_+ mesuré dans une des portes à l'aplomb du jet (1167 m) atteint un maximum de 120 dB pendant la phase paroxysmale révélée par le tremor. La porte précédente à 1047 m renvoyait un signal plus fort mais altéré par l'interférence avec des nuages cendreaux en provenance du cratère de la Bocca Nuova. Le début du paroxysme vers 04h55 T.U., souligné par la brusque augmentation de l'amplitude du tremor, est également marqué par la hausse brutale de P_+ et V_{+max} et sa fin par l'effondrement des trois signaux. Malgré des fluctuations importantes à l'échelle de quelques minutes, le flux de matière éjectée semble avoir augmenté progressivement pour plafonner pendant la phase paroxysmale. Les vitesses maximales, provenant des plus fines particules du jet, évoluent de 40 m/s durant l'activité strombolienne jusqu'à plus de 130 m/s pendant le paroxysme des fontaines de lave. Ces types de paramètres permettent donc d'obtenir à distance des informations quantitatives et continues sur l'évolution du comportement des jets éruptifs, y compris de nuit ou par mauvais temps. Voldorad possède par conséquent un grand potentiel pour la détection et le suivi de l'activité explosive en surface, ainsi que pour la surveillance des panaches éruptifs.

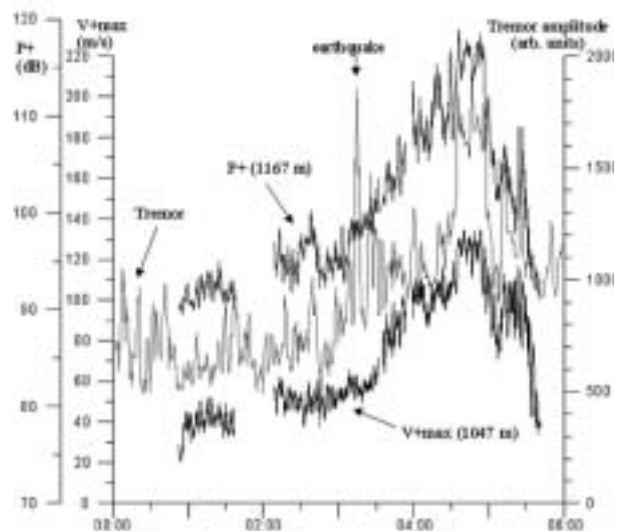


Fig. 4 : Radar signal recorded from Torre del Filosofo during Strombolian activity at Etna SE Crater on 13 July 2001.

Total power and maximum velocity associated with ascending jet particles crossing the 1167 and 1047 m range gates are shown as upper and lower curves and compared with the tremor amplitude (middle curve, light grey).

INFLUENCE DU DEGAZAGE SUR LE TREMOR

Le paramètre V_{+max} représente la vitesse radiale pour laquelle la puissance reçue est égale au bruit du spectre (Figure 3). Une modélisation numérique simple du signal reçu montre que la contribution majeure à P_+ provient des plus gros ejecta tandis que les plus grandes valeurs de V_{+max} sont observées lors du passage des plus petites particules dans l'axe du faisceau (Dubosclard et al., accepté). Ces dernières se trouvant directement entraînées par les gaz, V_{+max} représente également une estimation de la vitesse des gaz dans la porte de mesure. La vitesse maximum des ejecta mesurée par radar Doppler et l'amplitude du tremor présentent des corrélations significatives, en particulier lors des variations brutales de ce dernier. De telles corrélations ont été observées en 1998 lors de l'activité strombolienne du cratère SE ainsi que lors des épisodes successifs des 4, 7 et 13 juillet 2001 (Figure 5). La persistance de ces corrélations au cours du temps suggère qu'un mécanisme général, déjà proposé par Seidl et al. (1981) et lié à la turbulence des gaz dans le magma remplissant le conduit, est à l'origine du tremor volcanique à l'Etna. Cette hypothèse est confortée par d'autres études, en particulier acoustiques, soulignant le rôle de l'expansion des bulles de gaz dans la colonne magmatique à l'Etna et au Stromboli (e.g. Ripepe, 1996 ; Ripepe et al., 2001 ; Vergnolle et Brandeis, 1996). A l'avenir, l'analyse fine des décalages temporels entre les variations brutales des vitesses de gaz et de l'amplitude du tremor devrait apporter des contraintes sur la profondeur de génération du tremor à l'Etna et la dynamique du magma dans le conduit.

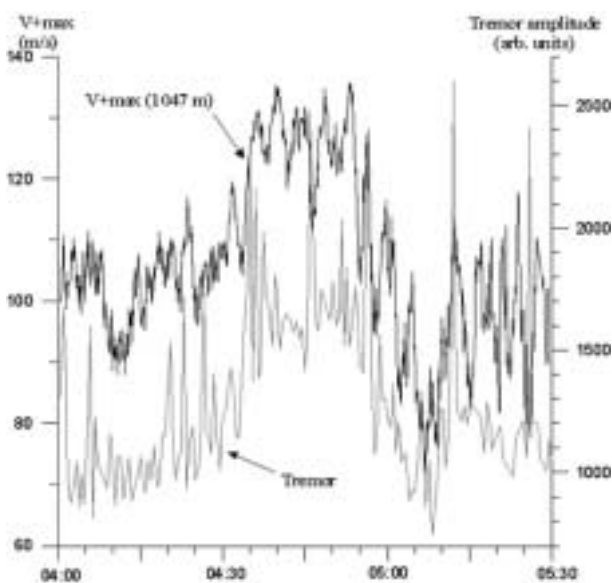


Fig. 5 : Close-up of Figure 4 showing the temporal relationships between the maximum velocity of the finest particles, close to the gas velocity, and the tremor amplitude.

COMPORTEMENT DES JETS A HAUTE RESOLUTION TEMPORELLE

La cadence élevée d'acquisition des données radar (jusqu'à 64 ms) permet de faire l'analyse temporelle détaillée du comportement des jets et d'explosions isolées.

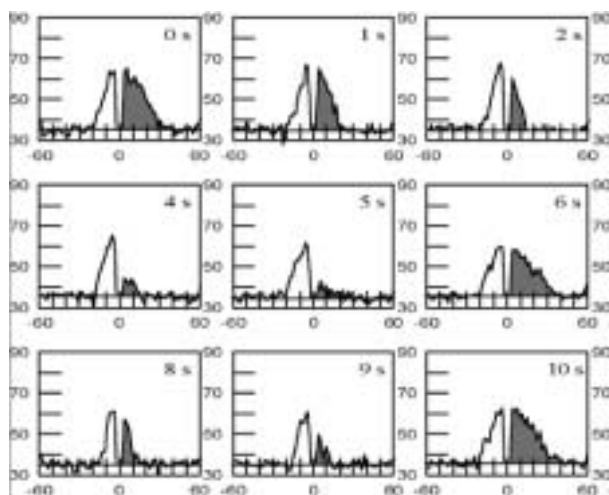


Fig. 6 : Successive Doppler spectra (Power Spectral Density in dB vs radial velocity in m/s) integrated over 1 s obtained during lava fountaining at SE Crater on 12 October 1998.

Notice the cyclic behaviour of P_+ (shaded) indicating periodic outbursts every 5 s, whereas P_- backscattered by sinking particles remains nearly constant.

En particulier, les sondages de Voldorad effectués à l'Etna ont donné un accès détaillé à la dynamique des jets. La Figure 6 illustre les résultats obtenus dans la nuit du 11-12 octobre 1998 lors de jets successifs de 300 m de hauteur approchant la fontaine de lave. L'évolution des spectres Doppler intégrés sur 1 s montre clairement une périodicité d'environ 5 s dans l'alimentation des jets. Les paramètres négatifs des spectres ($V_- < 0$, partie gauche) conservent une valeur à peu près constante: puissance maximum d'environ 60 dB, $V_{-min} = -55$ m/s, $V_{-mean} = -18$ m/s (valeurs recalculées d'après les vitesses radiales). Ceci indique que le flux de particules retombantes reste quasi-continu. A l'inverse, les paramètres positifs atteignent des valeurs maximales au début des jets (puissance d'environ 60 dB, $V_{+max} = 110$ m/s, $V_{+mean} = 40$ m/s), puis décroissent progressivement. Cinq secondes après l'explosion initiale, le signal positif apparaît à peine sur le spectre. Une nouvelle explosion ($t = 6$ s) provoque l'augmentation brutale des paramètres positifs qui diminuent ensuite régulièrement jusqu'à $t = 10$ s où se produit la troisième explosion, etc. Ainsi, le flux de particules éjectées, ainsi que la vitesse des gaz et des ejecta, augmentent soudainement lors des explosions puis diminuent jusqu'à l'explosion suivante, tandis que le flux de particules retombantes est quasi-continu. Le régime d'alimentation en gaz est donc discontinu ("slugs"), mais avec de courtes fluctuations, et reste plutôt stable durant cette phase.

A une échelle de temps encore plus réduite, Voldorad permet de mesurer les variations des signaux au cours d'une explosion. Par exemple, le 29 juillet 2001 pendant l'éruption latérale de l'Etna deux très fortes explosions consécutives du nouveau cône à 2550 m ont provoqué des ondes de choc physiquement ressenties par l'opérateur du radar (P.A). La Figure 7 présente les données de vitesses maximales (recalculées à partir des vitesses radiales) relatives à la première explosion (20h21'01.81 T.U.) et mesurées toutes les 0.1 s dans la porte à 807 m. Malgré une première valeur probablement trop élevée en raison de problèmes de repliement des spectres, on distingue nettement une décroissance exponentielle de la vitesse maximale au cours des douze premières secondes. On peut ainsi retrouver la vitesse maximale initiale des plus petites particules, donc la vitesse des gaz, au début de l'explosion à l'altitude du centre de la porte, soit ~110 m/s dans ce cas.

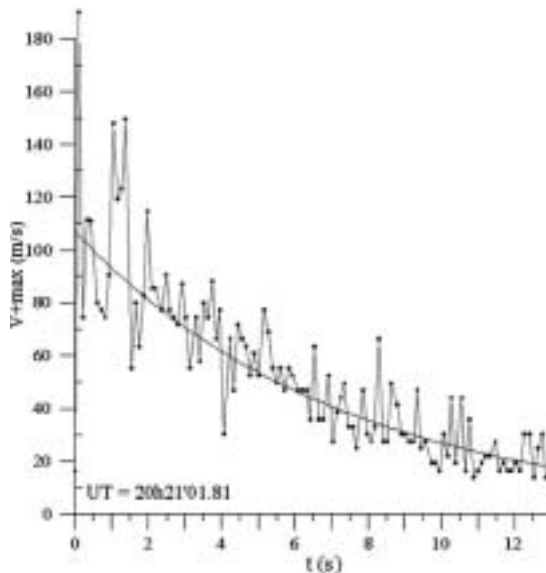


Fig. 7 : Exponential decrease of V_{max} after a big explosion lasting a few seconds from the new "Laghetto" cone of Etna on 29 July 2001 (807 m range gate).

Values recorded every 0.1 s. The first value might be too high due to data processing of highly deformed spectra.

DETECTION DES PANACHÉS DILUÉS - INFLUENCE DU VENT

La puissance rétrodiffusée est fonction des paramètres du radar, de la distance des ejecta et de leur réflectivité, laquelle dépend du nombre et de la taille des particules. Ainsi, le signal reçu peut ne plus être détectable en dessous d'une concentration et d'une granulométrie donnée. La capacité de Voldorad à détecter des panaches très dilués a pu être testée lors des mesures réalisées sur le cratère SE de l'Etna le 13 juillet 2001. Un nuage dilué, composé de cendres millimétriques provenant de La Bocca Nuova, était entraîné vers le sud-est par le vent et traversait les portes situées entre le radar et le cratère SE en activité intense. De même, le rabattement du panache de cendres par le vent lors de l'éruption du "Laghetto" le 31 juillet 2001 possède une signature radar (Figure 8).

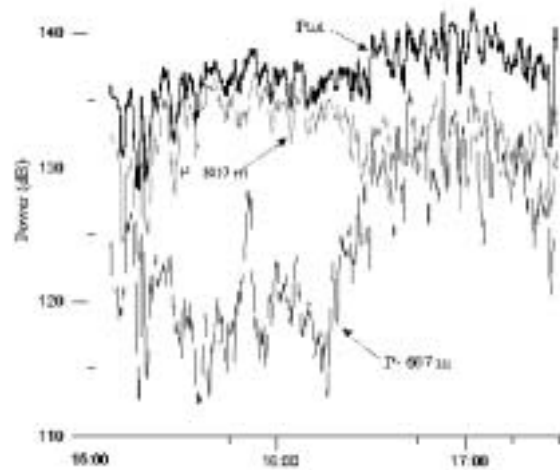


Fig. 8 : Evolution of total power (P_{tot} , black) compared to power backscattered in range gates at 687 m (between crater and radar site) and 807 m (up the crater) during vigorous Strombolian activity at Laghetto cone on 31 July 2001.

P_- (687 m, dark grey) comes from fine ash particles fallout drifted towards the radar by changing wind, whereas P_+ (807 m, light grey) is produced by larger ejecta rising above the cone.

La puissance totale (P_{tot}) représente la somme des échos reçus par l'ensemble des portes. Durant la première heure l'évolution de P_{tot} est nettement contrôlée par la puissance rétrodiffusée par les ejecta du cratère (P_+ 807 m), les deux courbes étant très rapprochées et suivant des variations identiques. A partir de 16h15 T.U., P_{tot} augmente progressivement puis à nouveau plus brutalement vers 16h30. P_{tot} se détache alors significativement de P_+ 807 m qui est par ailleurs moins bien corrélé. Le signal provenant de la porte à 687 m (P_- 687 m) présente des fluctuations de grande amplitude et différentes des deux autres signaux jusqu'à 16h15. A partir de 16h15 puis à 16h30, P_- 607 m subit deux hausses brutales et importantes. La puissance rétrodiffusée dans la porte à 687 m augmente de 10 dB et se corrèle ensuite à la puissance totale, avec des fluctuations toujours importantes. Ces fluctuations sont probablement liées aux changements de vitesse du vent et de concentration en cendres dans le nuage. La Figure 8 montre qu'après 16h15 T.U., la puissance totale est contrôlée par le nuage de cendres fines rabattu par le vent vers le radar. Voldorad est donc capable de détecter des panaches de cendres dilués et de fournir des informations sur leur dérive avec le vent. Il sera intéressant, à l'avenir, de tenter de calibrer le signal radar avec des échantillonnages granulométriques de la fraction fines des produits émis.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Voldorad est un appareil de télédétection au sol capable de sonder l'intérieur des jets volcaniques et de quantifier l'intensité de l'activité éruptive par des mesures à distance des vitesses de particules et de la puissance rétrodiffusée, liées au flux de particules émises. Les signaux peuvent être

acquis de nuit ainsi que par mauvais temps. Plus avantageux que la vidéo, il s'agit donc d'un outil aussi utile pour la surveillance des panaches que pour la recherche fondamentale sur le comportement des jets éruptifs et, de là, sur les conditions profondes menant à une éruption. Les résultats déjà obtenus à l'Etna montrent un comportement cyclique des jets stromboliens et des fontaines de lave, avec des vitesses maximales pouvant dépasser 130 m/s lors des paroxysmes. De nettes corrélations entre les vitesses maximales, proches des vitesses de gaz, et l'amplitude du tremor, confortent l'idée d'un contrôle déterminant du tremor volcanique à l'Etna par la dynamique du bullage gazeux dans les conduits magmatiques. Les recherches en cours visent à améliorer notre compréhension de la dynamique du jet mais également de la dynamique des gaz à faible profondeur. Ces objectifs sont approchés notamment par l'analyse détaillée des relations temporelles entre signaux radar, tremor volcanique, mais aussi signaux acoustiques et enregistrements infra-rouges (FTIR) de la composition chimique des gaz émis.

REMERCIEMENTS

Les campagnes Voldorad 1998 et 2001 ont été financées par le CNRS (INSU-PNRN), la CEE (contrat MVRRS ENV4-CT96-0288) et le CRV. Les recherches de F.D. ont été réalisées grâce au soutien de la Société de Secours des Amis des Sciences. Nous remercions la Protection civile italienne (Système Poseidon) et la Section catanaise de l'INGV pour son aide logistique et les données de tremor sismique.

REFERENCES

- Dubosclard, G., R. Cordesses, P. Allard, C. Hervier, M. Coltelli and J. Kornprobst, First testing of a volcano Doppler radar (Voldorad) at Mount Etna, Italy, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 3389-3392, 1999.
- Dubosclard, G., F. Donnadieu, P. Allard, R. Cordesses, C. Hervier, M. Coltelli, E. Privitera and J. Kornprobst, Doppler radar sounding of volcanic eruption dynamics at Mount Etna, *Bull. Volcanol.*, in press, 2003.
- Harris, D.M. and W.I. Rose Jr., Estimating particle sizes, concentrations, and total mass of ash in volcanic clouds using weather radar, *J. Geophys. Res.*, 88, 10969-10983, 1983.
- Harris, D.M., W.I. Rose, R. Roe and M.R. Thompson, Radar observations of ash eruptions, *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1250, 323-333, 1981.
- Hort, M. and R. Seyfried, Volcanic eruption velocities measured with a microradar, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 113-116, 1998.
- Ripepe, M., Evidence for gas influence on volcanic seismic signals recorded at Stromboli, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 70, 221-233, 1996.
- Ripepe, M., M. Coltelli, E. Privitera, S. Gresta, M. Moretti and D. Piccinini, Seismic and infrasonic evidences for an impulsive source of the shallow volcanic tremor at Mount Etna, Italy, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 1071-1074, 2001.
- Rose, W.I., A.B. Kostinski and L. Kelley, Real time C band

radar observations of 1992 eruption clouds from Crater Peak/Spurr Volcano, Alaska, *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 2139, 19-26, 1995.

Seidl, D., R. Schick, M. Riuscetti, Volcanic tremors at Etna ; a model for hydraulic origin, *Bull. Volcanol.*, 44, 43-56, 1981.

Seyfried, R. and M. Hort, Continuous monitoring of volcanic eruption dynamics: a review of various techniques and new results from a frequency-modulated radar Doppler system, *Bull. Volcanol.*, 60, 627-639, 1999.

Vergnolle, S. et G. Brandeis, Strombolian explosions, part I: A large bubble breaking at the surface of a lava column as a source of sound, *J. Geophys. Res.*, 101, 20433-20447, 1996.

Weill, A., G. Brandeis, S. Vergnolle, F. Baudin, J. Bilbille, J.F. Fèvre, B. Piron and X. Hill, Acoustic sounder measurements of the vertical velocity of volcanic jets at Stromboli volcano, *Geophys. Res. Lett.*, 19, 2357-2360, 1992.

Signaux précurseurs des éruptions volcaniques : nouvelles approches de détection : variations extensométriques comme précurseurs à long terme

LONG TERM VOLCANIC ERUPTIONS PRECURSORS IN EXTENSOMETRIC VARIATIONS

T. STAUDACHER, P. BACHELERY, L-P. RICARD, P. CATHERINE, P. KOWALSKI & J.L. CHEMINÉE
*Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise, Institut de Physique du Globe
de Paris, La Réunion, et 4 Place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05*

ABSTRACT

The data of a seven years survey of Piton de la Fournaise volcano, covering a total of 9 eruptions, clearly indicates that extensometers allow a long term forecast of a large number of eruptions. Four such instruments were situated on the top and on the base of the volcano, measuring opening, shearing and vertical movements of cm-sized deep fissures. Most systematic variations were observed by the opening of fissures 70 to 140 days before eruptions started. For six eruptions almost continuous rates of opening between 0.0025 and 0.0059 mm per day were recorded. The March 1998 eruption was not preceded by such a systematic opening and two eruptions in September 1999 and February 2000 were preceded by only insignificant opening of only 0.05 mm.

INTRODUCTION

Les instruments classiques pour prévoir des éruptions volcaniques sont la sismicité et les déformations du massif vues par des inclinomètres. Si ces instruments ont prouvé leur efficacité, ils ne prévoient souvent les éruptions seulement à court terme. Dans la recherche de précurseurs à plus long terme, nous avons depuis 1995 complété le réseau de déformations par un petit réseau d'extensomètres, qui s'est confirmé comme un détecteur de signaux de précurseur à long terme.

Le réseau extensométrique de l'Observatoire volcanologique du Piton de la Fournaise comprend quatre extensomètres, qui sont installés sur des fissures centimétriques. Actuellement les appareils de mesure sont alignés sur un axe Nord-Sud, en direction de la "rift zone" en passant par le sommet du volcan à Magne, à Soufrière (SOUF), à Dolomieu Sud (DOLO) et à Château Fort (CHAF). D'autres extensomètres sont en cours d'installation à la base ouest et est du volcan (Figure 1).

Des variations journalières d'environ 0,3 mm ont été observées sur les premières installations en raison des variations de températures dues à l'ensoleillement. Des améliorations effectuées sur l'électronique d'acquisition et des

corrections en fonction de la température mesurée ont permis de réduire ces variations à moins de 0.003 mm. En plus, pour la surveillance à long terme nous utilisons la moyenne de la première heure (TU) de la journée, un moment où la température s'est avérée d'être la plus stable.

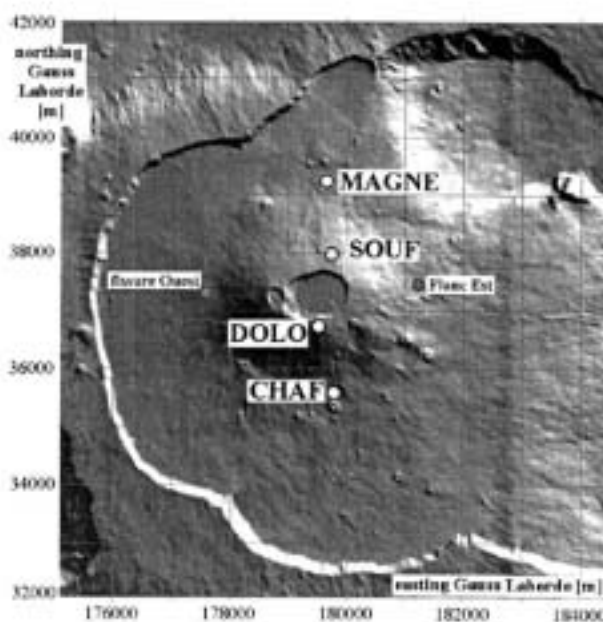


Fig. 1 : Map of Piton de la Fournaise volcano.

Shown are the sites of the working extensometers at MAGNE, SOUF, DOLO and CHAF, which are orientated north-south along the "rift zone". "Fissure Ouest" and "Flanc Est" are two other extensometer stations in course of installation.

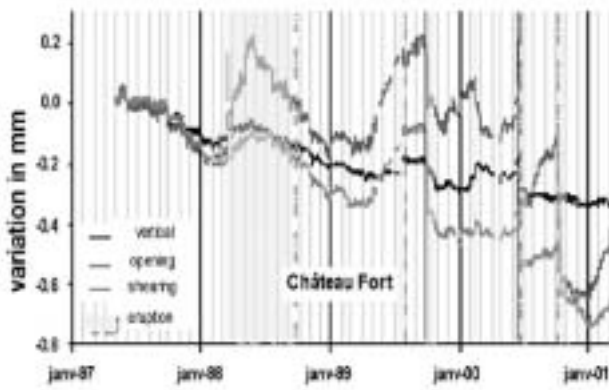


Fig. 2 : Data of the 3 components of extensometer at Château Fort.

We observe a significant increase of the opening component before most eruptions, except in March 1998 and small variations in September 1999 and February 2000.

Les premières données fiables existent depuis 1997. La Figure 2 ci-dessus montre les variations continues de l'extensomètre de Château Fort entre 1997 et 2001 pour les trois composants : vertical, ouverture et cisaillement. La tendance générale de cette station est une diminution de tous les composants depuis quatre ans. Plusieurs semaines avant la plupart des éruptions, nous avons observé une augmentation de la composante ouverture, sauf en mars 1998. L'ouverture était particulièrement faible en septembre 1999 et en février 2000.

Nous avons choisi une représentation alternative pour les mesures de la station Magne. Dans la Figure 3 ci-dessous nous avons reporté les variations de la composante "ouverture" dans les 13 à 20 semaines avant chaque éruption en partant d'une valeur zéro. Pour 6 éruptions nous observons une très nette augmentation de la composante "ouverture" entre 70 et 140 jours avant le début de l'éruption. Les ouvertures absolues varient entre 0,27 et 0,47 mm, avec des taux d'ouverture entre 0,0025 et 0,0059 mm par jour. L'éruption du 9 mars 1998 avait été précédée par une légère fermeture dans les 3,5 mois avant son début et les éruptions du 28 septembre 1999 et 14 février 2000 avaient été précédées par de faibles ouvertures de 0,05 mm seulement. Plus de travail systématique est nécessaire pour différencier les éruptions "vue" et "non vue" par le réseau des extensomètres et pour comprendre la différence de la mécanique pré-éruptive dans les deux cas.

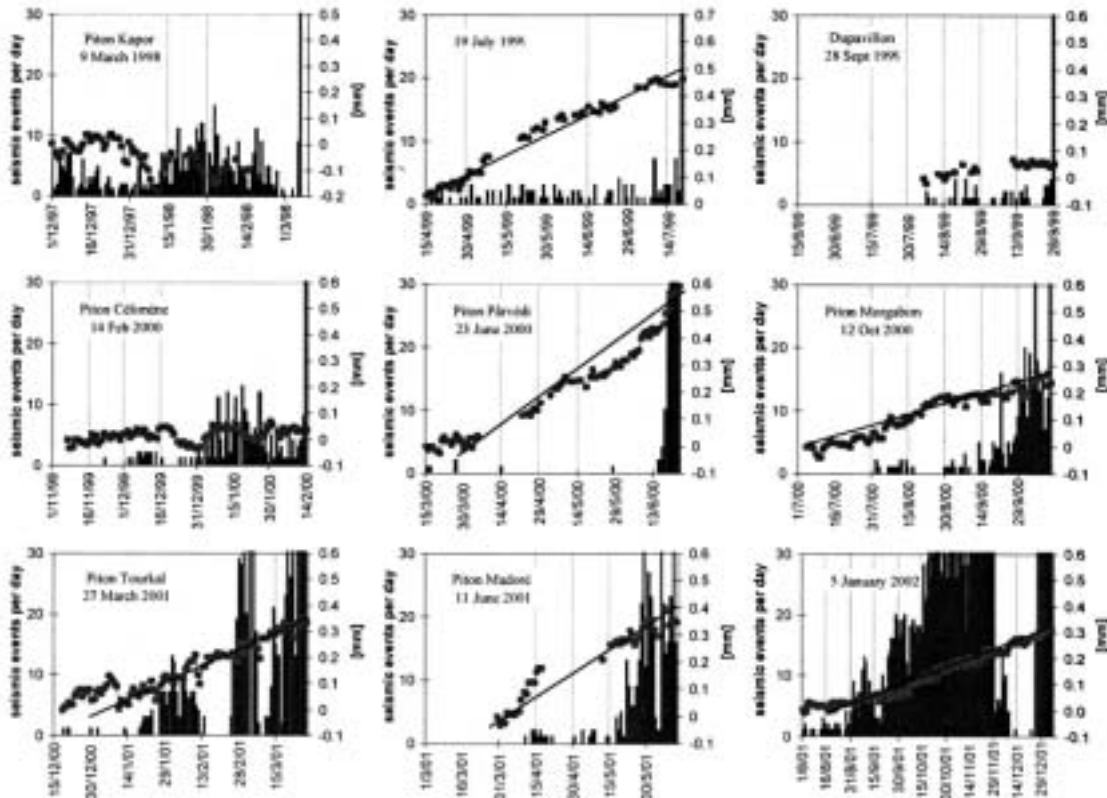


Fig. 3 : Relative variation of the "opening" component at extensometer station "Magne" on the northern base of Piton de la Fournaise before eruptions (below)

Absolute scale on the left y-axis is 0.7 mm in all plots. Daily seismicity is shown for comparison and limited to 30 events per day. In most cases seismicity appears and increases within one to four weeks before eruption and its increase is less continuous than extensometer variations.

REFERENCES

- Aki, K. And Ferrazzini V., *Seismic monitoring and modeling of an active volcano for prediction*, *Journal of Geophysical Research*, 16617-16640, 2000.
- Aki K. And Ferrazzini V., *Comparison of Mount Etna, Kilauea, and Piton de la Fournaise by a quantitative modeling of their eruption histories*, *Journal of Geophysical Research*, 2000.
- Bachelery P., *La dépression de l'Enclos Fouqué au Piton de La Fournaise (Réunion) : Hypothèses et discussion*, *Réunion spécialisée des sections de volcanologie de la Société Géologique de France et du CNFVG "Phénomènes volcano-tectoniques et volcanisme associé – Jubilé Pierre Vincent" – Clermont-Ferrand, Résumé*, 2000.
- Battaglia, J., Aki K. And Montagner J.-P., *Tilt variation observed at a GEOSCOPE VBB station on the Piton de la Fournaise volcano*, *Geophys. Res. Lett.* 27, 605-608, 2000.
- Bureau H., Metrich N., Semet M.P. & Staudacher Th., *Fluid-Magma decoupling in a hot-spot volcano*, *Workshop on melt inclusions*, Grenoble, 16-18 Mars 2000.
- Sarda Ph., Moreira M. And Staudacher Th., Schilling Jg A.D. & Allegre C.J., *Rare gas systematics on the southernmost Mid-Atlantic Ridge: Constraints on the lower mantle and the Dupal source*. *J. Geophys. Res.*, Vol 105, 5973-5996, 2000.
- Semet M., Boudon G., Aoule M.A., Clochiatti R., Bachelery P., *L'éruption explosive des "Cendres de Bellecombe" et la formation de l'Enclos Fouqué au Piton de la Fournaise, Réunion*, *Réunion spécialisée des sections de volcanologie de la Société Géologique de France et du CNFVG "Phénomènes volcano-tectoniques et volcanisme associé – Jubilé Pierre Vincent" – Clermont-Ferrand, Résumé*, 2000.
- Staudacher Th. Et Al., *12 October – 13 November eruption near June eruption site*, *Bulletin of the Global Volcanism Network*, pp 11-13, dec 2000.
- Staudacher Th. Et Al., *Eruptions in February, March, June and July 2000*, *Bulletin of the Global Volcanism Network*, 14-16, July 2000.
- Bachelery P., Ricard L.Ph., Staudacher Th., *Extensometer variations, a refined precursor of volcanic eruptions*, *European Geophysical Society, XXVI General Assembly, Mars 2001, Nice, France, 2001*.
- Evans B.M. And Staudacher Th., *In situ measurements of gas discharges across fissures associated with lava flows at Réunion Island*, *J. of Volcanological and Geothermal Research* 106, 255-263, 2001.
- Bhugwant C., Sieja B., Riviere E., Perron L., And Staudacher Th., *Impact régional du dioxyde de soufre d'origine volcanique induit par l'éruption du Piton de la Fournaise (Ile de la réunion) en juin-juillet 2001, soumis au Pollution Atmosphérique*, 2002.
- Briole P., Deplus Ch., Bachelery P., Ammann J., Catherine Ph., Kowalski Ph. & Staudacher Th., *Deformations associated with the 9 March 1998 eruption on Piton de la Fournaise volcano, in preparation*.
- Semet M., Joron JI., Villeneuve N., Staudacher Th., Bachelery P. & Cheminée JI., *Piton de la Fournaise volcano, March 9 to September 21, 1998 eruption : different vents unlike feeding magmas (submitted, 2001)*.
- Staudacher Th., Aki K., Bachelery P., Catherine P., Ferrazzini V., Hochard D., Kowalski, Ph., Ricard L.P., Villeneuve N., Cheminée J.L., *New eruption cycle at Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island, abstract, European Geophysical Society, XXVI General Assembly, Nice, France, Mars 2001*.
- Staudacher Th., Aki K., Bachelery P., Catherine P., Ferrazzini V., Hochard D., Kowalski, Ph., Ricard L.P., Villeneuve N., Cheminée J.L., *Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island, starts a new cycle of high eruptive activity, abstract, European Union Geosciences meeting, Strasbourg, France, April 2001*.
- Staudacher Th. et al., *11 June – 7 July eruption; two lava flows block highway*, *Bulletin of the Global Volcanism Network*, pp 8-9, novembre 2001.
- Staudacher Th. et al., *Eruptions during late March 2001 on 11 June 2001*, *Bulletin of the Global Volcanism Network*, pp 4-6, mai 2001.
- Staudacher Th., Villeneuve N., Kowalski Ph., Khaznadji D. & Pierre L., Cheminée J.L., *Thermal imaging of the September 1999 eruption at Piton, de la Fournaise, Réunion Island, poster, abstract, VMGS, Volcano. & Geohazards Res. Group, Sedberg, Greater Britain, 2-5 Janvier 2000*.
- Staudacher Th., Ph. Catherine, L.Ph. Ricard, & J.L. Cheminée, *Radon emission related to 2001 eruptions at Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island, in preparation, 2002*.
- Briole P., Trembley Y., Villeneuve N., Pavez A. And Staudacher Th., *Cartography and volume of the June and October 2000 lava flows of the Piton de la Fournaise (Reunion Island)*, abstract EGS, Nice, April 2002.
- Bachelery P., Ricard L.Ph., Staudacher Th., Catherine Ph., Kowalski Ph., *Extensometer variations, a refined precursor of volcanic eruptions*, abstract, EGS, Nice, April 2002.
- Bhugwant C., Sieja B., Riviere E., Perron L. & Staudacher Th., *Regional transport of pollutants emitted from the June-July 2001 eruption of Piton de la Fournaise volcano (Reunion Island)*, abstract ESG, Nice, April 2002.
- Staudacher Th., Aki K., Bachelery P., Catherine P., Ferrazzini V., Hochard D., Kowalski, Ph., Ricard L.P., Villeneuve N., Cheminée J.L., *Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island, starts a new cycle of high eruptive activity, abstract EGS, Nice, April 2002*.
- Staudacher Th. , Bachelery P., Ricard L.Ph., Catherine Ph., Kowalski Ph. & Cheminée J.L., *The Piton de la Fournaise volcanic network : looking for refined precursors of volcanic eruptions*, *Martinique meeting, abstract, mai 2002*.
- Staudacher Th., K. Aki, Ph. Catherine, V. Ferrazzini, Ph. Kowalski, L.Ph. Ricard & J.L. Cheminée, *Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island, starts a new cycle of high eruptive activity, in preparation*.
- Zlotnicki J., J.L. Le Mouël, J. L. Cheminée, P. Yvetot, M. H. Ardisson, M. Parrot, And Th. Staudacher, *Electromagnetic signals related to La Fournaise volcanic activity. The case of March 9, 1998 eruption. 2nd Inter. Workshop on Magnetic Electric and electromagnetic methods in Seismology and Volcanology, Chania, Greece, Sept. 22-24, 1999*.

Analyse autorégressive et localisation de source de séismes et trémors volcaniques

AUTOREGRESSIVE ANALYSIS AND SOURCE LOCATION OF VOLCANIC EVENTS AND TREMOR

PH. LESAGE^{1,2}, J.-Ph. METAXIAN^{1,3}, M. MORA¹, S. ARAUJO^{1,3}

⁽¹⁾ Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique, Université de Savoie

⁽²⁾ Coordination de la Recherche Volcanologique

⁽³⁾ Institut de Recherche pour le Développement

A method for locating sources of volcanic tremor and emergent events is presented. It is based on the measurement of slowness vectors at several small seismic antennas. Then the estimation of the source position is made by triangulation, using a probabilistic approach. A precision of about 600 m is obtained in the case of Arenal volcano. The autoregressive modeling of sismovolcanic signals yields important informations on the physical processes at the source. The study of time variations of their features, either during a volcanic crisis of several months or at the scale of a few minutes, gives insight on the unrest of the volcanic systems.

L'activité sismique des volcans est le précurseur le plus fréquemment observé avant une éruption volcanique (Mc Nutt, 1996). Pratiquement toutes les éruptions sont précédées par une augmentation de l'activité sismique et/ou par des modifications de ses caractéristiques. Cependant l'interprétation des observations effectuées par les systèmes de surveillance reste empirique car les phénomènes sismovolcaniques sont encore mal connus, malgré des avancées récentes dans ce domaine (Chouet, 1996). Une meilleure compréhension des processus physiques impliqués dans les sources des séismes et trémors volcaniques est donc nécessaire. Des méthodes fines d'analyse du signal, telles que la modélisation autorégressive, peuvent apporter des informations importantes sur ces sources. Les méthodes basées sur des réseaux denses de capteurs permettent de déterminer les caractéristiques des champs d'ondes sismiques, de localiser les sources d'événements émergents et de sonder les structures superficielles. Nous présentons ci-dessous quelques contributions dans ces domaines.

LOCALISATION DE SOURCES DE TRÉMORS ET DE SÉISMES ÉMERGENTS

Les temps d'arrivée des ondes de volume de ces événements ne pouvant généralement pas être mesurés, il est difficile de localiser leurs sources. Nous avons proposé une méthode qui requiert une quantité réduite de matériel et des traitements de données relativement légers (Metaxian et al., 1997 ; Metaxian et al., 2002). Cette méthode est basée sur le déploiement d'antennes élémentaires constituées généralement de 3 sismomètres verticaux formant des triangles d'environ 60 m de côté.

La méthode comprend les étapes suivantes :

- 1) Mesure des décalages temporels. Les décalages temporels entre capteurs sont calculés par une méthode interspectrale qui permet d'obtenir une précision meilleure qu'un demi pas d'échantillonnage du signal et d'estimer les erreurs correspondantes.
- 2) Estimation du vecteur lenteur. Soient $\vec{s}(-s \cos\theta, -s \sin\theta)$ le vecteur lenteur et \vec{r}_{ij} le vecteur position relative de deux capteurs i et j , le décalage temporel correspondant est $\tau_{ij} = \vec{s} \cdot \vec{r}_{ij}$. Le rétro-azimut θ , c'est-à-dire l'azimut d'où proviennent les ondes, et la lenteur apparente s sont estimés par inversion.
- 3) Traitement probabiliste des vecteurs lenteur. Les calculs décrits ci-dessus sont effectués sur des fenêtres glissantes parcourant les sismogrammes. On obtient donc des séries temporelles d'azimuts et de lenteurs apparentes, avec leurs erreurs. Ces séries montrent des valeurs fluctuant au cours du temps. A l'instant t , le rétro-azimut α en une antenne k peut être considéré comme une variable Gaussienne de moyenne $\theta_k(t)$, la valeur estimée, et de déviation standard $\sigma_k(t)$, l'erreur estimée, et est décrite (Tarantola et Valette, 1982) par une fonction de densité de probabilité (FDP) :

$$\rho_k^s(\alpha, t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_k(t) \operatorname{Erf}\left(\frac{\pi}{\sqrt{2}\sigma_k(t)}\right)} \exp\left\{-\frac{(\alpha - \theta_k(t))^2}{2\sigma_k^2(t)}\right\} \quad (1)$$

Pour un événement sismique donné, on calcule une somme pondérée de ces fonctions :

$$\rho_2^k(\alpha) \propto \int_0^{T_{\max}} \rho_k^s(\alpha, t) w_k(t) dt \quad (2)$$

avec des poids $w_k(t)$ qui sont choisis de manière à renforcer les valeurs de ρ_k^s correspondant aux estimations de \vec{s} les plus stables dans le temps. On suppose ainsi que les composantes du champ d'ondes qui proviennent directement de la source sont dominantes et plus stables que les composantes associées à des ondes diffractées ou diffusées par des hétérogénéités. La FDP $\rho_2^k(\alpha^k)$ décrit la probabilité que l'onde provienne de l'azimut α à l'antenne k .

- 4) Estimation de la position de la source. En chaque point de la zone épiscopale, de coordonnées géographiques (x, y) , on calcule les rétro-azimuts $\alpha^k(x, y)$ pour chaque réseau, puis les valeurs prises par les FDP $\rho_2^k(\alpha^k(x, y))$. En considérant que les FDP obtenues dans les différents réseaux sont indépendantes, on définit alors une nouvelle FDP, associée à la position de la source dans le plan horizontal, telle que :

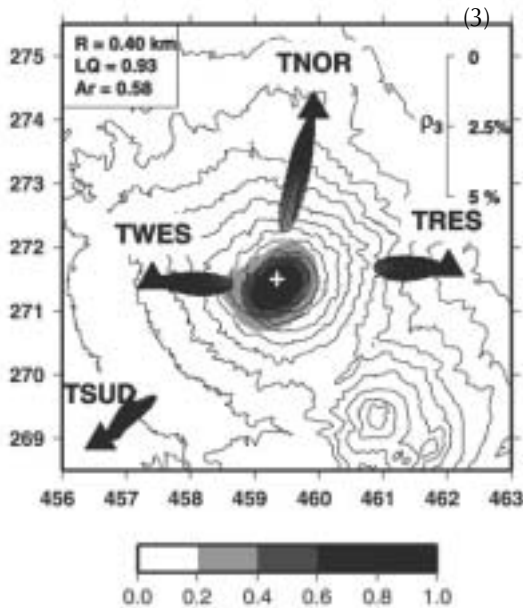


Fig. 1 Localisation de la source d'un trémor par triangulation sismique.

Les fonctions de densité de probabilité de l'azimut de provenance des ondes $p_2^k(\alpha^k)$ sont dessinées en diagramme polaire pour chaque antenne. La FDP de la position de la source $\rho_4(x,y)$ est représentée en niveau de gris. Son maximum de vraisemblance (croix blanche) donne l'estimation de l'épicentre et son rayon quadratique moyen la précision.

$$\rho_4(x,y) \propto \prod_{k=1}^N p_2^k(\alpha^k(x,y)).$$

Le maximum de vraisemblance de ρ_4 donne l'estimation de la position de l'épicentre.

Quatre antennes triangulaires ont été installées en 1997 autour du volcan Arenal, Costa Rica. Une centaine de trémors, de séismes LP et d'explosions ont été traités et leurs sources localisées. Le rayon quadratique moyen de la position des sources est en moyenne 600 m pour les trémors (Figure 1) et 400 m pour les événements discrets. Cette méthode sera étendue pour estimer la profondeur des sources. Il faut pour cela pouvoir mesurer la lenteur des ondes de volume directes et disposer d'un modèle de vitesse réaliste de la structure pour rétropropager les rais.

ANALYSE TEMPS-FRÉQUENCE ET AUTORÉGRESSIVE

Les signaux sismo-volcaniques les plus significatifs sont les séismes LP et les trémors volcaniques. En effet, ils sont directement liés aux phénomènes physiques se produisant dans les systèmes magmatiques et hydrothermaux. Leurs spectres contiennent généralement un ou plusieurs pics étroits qui sont interprétés pour la plupart comme des effets de source liés à la résonance de cavités remplies de fluide.

Les méthodes autorégressives (AR) sont particulièrement bien adaptées pour analyser ces signaux en les modélisant comme la sortie de filtres linéaires AR (à réponse impulsionnelle infinie), dont les pôles sont associés aux fréquences complexes du résonateur. La modélisation AR

fournit pour chaque pic spectral deux grandeurs essentielles : sa fréquence et son facteur de qualité (Nakano et al., 1998). Leur distribution est directement liée au type de source en jeu et leurs valeurs peuvent permettre d'identifier la nature des fluides impliqués (Kumagai et Chouet, 2000). De plus, une fois obtenus les coefficients du filtre associé à un pic spectral, on peut calculer le filtre inverse et appliquer celui-ci au signal pour en éliminer la composante harmonique correspondante. On peut ainsi déconvoluer tous les effets de résonance, le signal résiduel obtenu, souvent limité à une bande spectrale étroite, étant directement lié à l'excitation (Lesage et al., 2002). Dans l'exemple d'un séisme LP du Misti, Pérou (Figure 2), la forte valeur (~200) du facteur de qualité du pic dominant à 4,4 Hz suggère que le fluide remplissant le résonateur pourrait être un mélange de gaz et de gouttes d'eau.

Nous avons analysé la sismicité associée à la crise phréatique du Pichincha, Equateur, de Septembre 1998 à Juillet

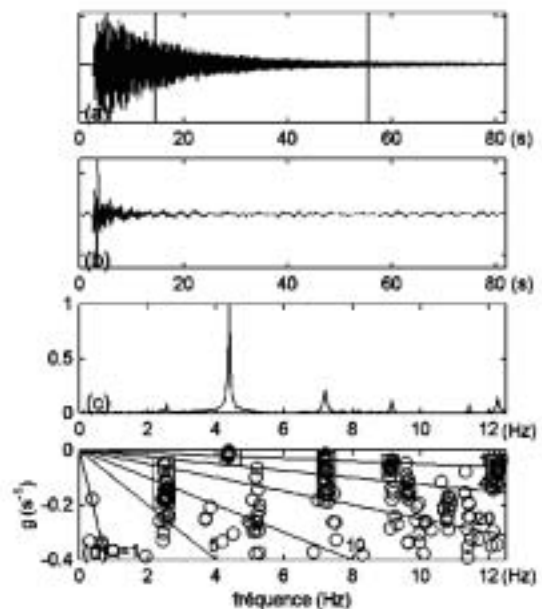


Fig. 2 (a) Séisme LP du volcan Misti, Pérou

Les barres verticales indiquent la fenêtre analysée. (b) Signal obtenu par déconvolution AR des composantes harmoniques. (c) Spectre de Fourier de a). (d) Représentation, dans le plan des fréquences complexes, des pôles de tous les filtres AR d'ordre compris entre 10 et 40. Les lignes obliques sont les isovaleurs du facteur de qualité. Les rectangles délimitent des concentrations de pôles, associées aux composantes harmoniques du signal. Les points dispersés correspondent au bruit.

1999. Cette activité sismique comprend des séismes LP, des séismes hybrides en essaims, et des trémors. Nous avons montré que la plupart de ces événements possèdent dans leur spectre un pic de fréquence comprise entre 1,2 et 2,3 Hz et de facteur d'atténuation compris entre 2 et 10 (Figure 3). Ces faibles valeurs de Q sont compatibles avec la présence d'eau remplissant des cavités (Kumagai et Chouet, 2000). Le résultat le plus remarquable de cette

étude est la grande stabilité des valeurs de f et Q du pic fondamental pendant la durée de cette crise. Cela suggère que, malgré le grand nombre d'éruptions phréatiques et les modifications du dôme, la géométrie des résonateurs et les propriétés acoustiques du fluide n'ont pas été modifiées notablement et donc que le système hydrothermal du volcan est resté stable pendant cette période.

La modélisation AR peut également être effectuée sur une fenêtre glissante. On obtient alors un diagramme temps - fréquence - facteur de qualité. La densité spectrale de puissance des filtres AR donne une représentation similaire à un spectrogramme mais de meilleure résolution. Nous avons analysé à l'aide de ces méthodes des enregistrements du trémor de l'Arenal. On observe par exemple sur la figure 4 des pics spectraux régulièrement espacés et dont les fréquences sont des multiples entiers de la fréquence fondamentale. Les valeurs de ces fréquences fluctuent légèrement. Dans certains intervalles de temps (150-300 s, 500-900 s, 1300-1650 s), apparaît un deuxième ensemble de pics régulièrement espacés dont les fréquences présentent de fortes variations en quelques minutes. Les facteurs de qualité du deuxième ensemble sont généralement plus faibles que ceux du premier groupe. Ces observations suggèrent l'existence d'une double source de trémor dans ce volcan (Mora, 2003).

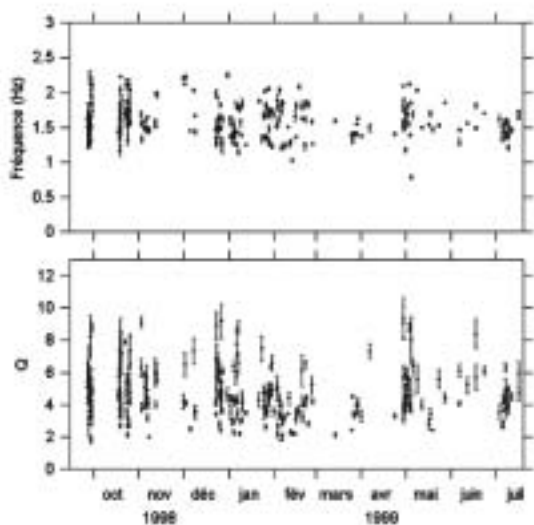


Fig. 3 Analyse des séismes LP et hybrides de la crise phréatique du volcan Pichincha.

La fréquence et le facteur de qualité du mode fondamental de chaque événement sont représentés en fonction du temps. Aucune évolution n'est visible pendant la période étudiée.

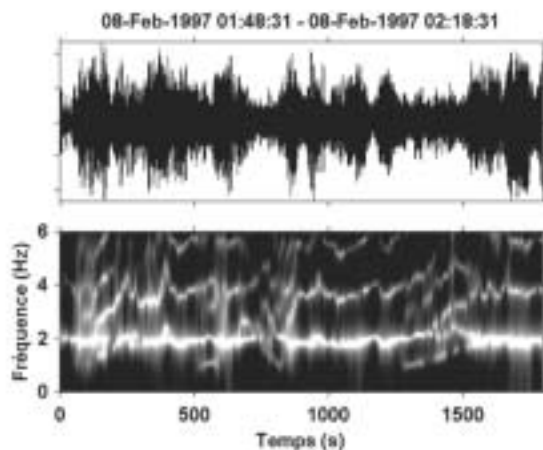


Fig. 4 (a) Trémor du volcan Arenal. (b) Densité spectrale de puissance du filtre AR calculé sur une fenêtre glissante de 10,24 s.

RÉFÉRENCES

- Chouet B., 1996. New methods and future trends in seismological volcano monitoring. In: Scarpa R. and Tilling R. I. (Eds), *Monitoring and mitigation of volcano hazards*, Springer-Verlag, pp23-97.
- Kumagai H. and Chouet B. A., 2000. Acoustic properties of a crack containing magmatic or hydrothermal fluids. *J. Geophys. Res.*, 105, 25493-25512.
- Lesage Ph., F. Glangaud and J. Mars, 2002. Applications of autoregressive and time-frequency analysis to the study of volcanic tremor and LP events. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 114, 391-417.
- McNutt S.R., 1996. Seismic monitoring and eruption forecasting of volcanoes : A review of the State-of-the-Art and case histories. In : Scarpa R. and Tilling R.I. (Eds), *Monitoring and mitigation of volcano hazards*, Springer, pp 99-146.
- Métaxian, J-Ph., Lesage Ph., Dorel J., 1997. The permanent tremor of Masaya volcano, Nicaragua : Wave field analysis and source location. *J. Geophys. Res.* 102, 22529-22545.
- Métaxian, J-Ph., Lesage Ph. and Valette B., 2002. Locating sources of volcanic tremor and emergent events by seismic triangulation : application to Arenal volcano, Costa Rica. *J. Geophys. Res.* 107, B10.
- Mora M., 2003. Etude de la structure superficielle et de l'activité sismique du volcan Arenal, Costa Rica. Thèse de doctorat de l'Université de Savoie.
- Nakano, M., Kumagai, H., Kumazawa, M., Yamaoka, K. and Chouet, B., 1998. The excitation and characteristic frequency of the long-period volcanic event : an approach based on an inhomogeneous autoregressive model of a linear dynamic system. *J. Geophys. Res.*, 103, 10,031-10,046.
- Tarantola A. and Valette B., 1982. Inverse problems = Quest for information. *J. Geophys.* 50, 159-170.

Ecouter les volcans pour mieux les comprendre

Deux volcans basaltiques : Etna (Italie), Shishaldin (Alaska)

LISTENING TO VOLCANOES AS A TOOL TO UNDERSTAND ERUPTION DYNAMICS
TWO EXAMPLES: ETNA (ITALY), SHISHALDIN (ALASKA)

S. VERGNOLLE

Institut de Physique du Globe de Paris, 4, place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05, France

ABSTRACT

In this paper, acoustic measurements done on two basaltic volcanoes, Etna (Italy) and Shishaldin (Alaska, USA) are analysed and constraints are provided on eruption dynamics.

On Etna volcano, acoustic measurements were performed in July 2001, during two episodes of quasi fire fountains. The waveform of every explosion is very similar to explosions at Stromboli, suggesting that the sound at Etna is also produced by bursting large bubbles. The model for bubble vibration, at work at Stromboli, gives a very good fit between data and theory. When the eruptive episode reaches its climax, a bubble at Etna has a radius of 5 m, a length of 8 m for an overpressure of 0.39 MPa. Rising large expanding bubbles in a conduit distorts the top of the lava column and sloshing waves can be produced. The theoretical frequency is between 0.3 and 0.7 Hz for a radius of 5.5 m. Recorded acoustic pressure shows these frequencies. Their intensity is directly correlated to the intensity of bubble bursting (2 Hz) showing that frequencies between 0.3 and 0.7 Hz are sloshing waves in a conduit of 5.5 m. Gas and ejecta velocity from each explosion is estimated on average at 90 m/s from acoustic measurements, which is in excellent agreement with radar measurements done simultaneously. The alternance between fire fountains and quiet periods is totally similar between Etna and Kilauea volcanoes (Hawaii, USA). Therefore fire fountains at Etna might also be generated at depth by coalescence of a foam layer trapped at the top of the magma chamber. The total gas volume released by one fire fountain is equal $7.4 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ and has been accumulated during the quiet period before the quasi fire fountain. The gas flux in a reservoir located at 4 km below the vent is equal to $0.027 \text{ m}^3/\text{s}$. If we assume a reservoir area of 1 km^2 and a gas content between 0.1 and 1 %, the bubble diameter is estimated between 0.2 and 0.7 mm. Although volume and intermittency are very different between Etna and Kilauea volcanoes, both bubble diameter in the magma chamber and conduit radius are similar (0.4 mm for bubble diameter and 6 m for conduit radius at Kilauea volcano).

The 1999 eruption of Shishaldin volcano (Alaska, USA) displayed both classical basaltic behaviour and relatively rare Subplinian activity, with a plume that reached heights exceeding 16 km. We interpret the pre-Subplinian and Strombolian phases in the light provided by acoustic measurements.

The pre-Subplinian phase of the 1999 eruption of Shishaldin volcano (Alaska) is characterised by a signal of low amplitude and constant frequency (2 Hz) lasting 13 hours. This "humming signal" is interpreted by the coalescence of the very shallow part of the foam building up in the conduit. The acoustic waveform of the hum event is modeled by a Helmholtz resonator: gas is trapped into a rigid cavity and can only escape through a tiny upper hole producing sound waves. At Shishaldin, the radius of the hole, 5 m, is close to that of the conduit (6 m), the cavity has a length of 60 m and gas presents only a small overpressure of $7.5 \cdot 10^3 \text{ MPa}$). The total ejected gas is $5.9 \cdot 10^6 \text{ m}^3$. At the very end of the pre-Subplinian phase, there is a single large overpressurised bubble, 0.55 MPa. The large overpressure suggests that it comes from the depth of the magma chamber, unlike other bubbles in the pre-Subplinian phase. This bubble may be responsible for the entire foam collapse, resulting in the Subplinian phase ten seconds later. The quasi-instantaneous release of a large gas volume is suspected in the middle of the humming phase. Fifty minutes later, satellite imagery shows a weak "plume". Instantaneous release of gas and ejecta makes this structure be a thermal instead of a plume. Although the acoustic record shows very complex waveforms during the thermal emission, its gas velocity, 160 m/s, can be easily deduced from acoustic power. Gas volume estimated from acoustic measurements, $9.7 \cdot 10^6 \text{ m}^3$, suggests that it reaches a maximum height of 3.6 kilometers.

The acoustic waveform of explosions produced during the Strombolian activity of Shishaldin volcano is modeled by the vibration of a large overpressurised cylindrical bubble, which breaks at the top of the magma column. Estimates of bubble length and overpressure are achieved by determining the best

fit waveform for the largest explosion in each period of 400 s or 800 s for the first second strombolian phase, assuming a constant bubble radius of 5 m. Bubble length and overpressure are estimated respectively around 82 m and 1.1 MPa during the first phase and around 24 m and 2 MPa with a peak at 19 MPa during the second phase. Total gas volume and gas flux at the surface are estimated at most at $3.5 \cdot 10^7 \text{ m}^3$ and $3 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$ for the first phase and $1.1 \cdot 10^8 \text{ m}^3$ and $1 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$ for the second phase.

The repose period before each Strombolian phase of Shishaldin volcano is interpreted as the time needed to build up a foam layer in a reservoir. The foam layer is unstable above a certain height. When that height is achieved, the collapse of the foam layer results in the observed bubble bursts characteristic of Strombolian activity. Gas flux at 4 km depth (assumed reservoir location), at most at $0.61 \text{ m}^3/\text{s}$ for the second Strombolian phase, is the consequence of a population of rising bubbles in the magma chamber. In that framework, bubble diameter is 0.17 mm during the Strombolian phases, which is exactly in the range of bubbles diameter obtained at Kilauea volcano (Hawaii) from totally independent methods. Conservation of gas flux between reservoir and conduit suggests that its catchment area is at most 100 km^2 for a maximum gas volume fraction of 8 % in very good agreement with independent studies.

INTRODUCTION

Les vingt dernières années ont vu, dans le domaine de la volcanologie physique, l'explosion de modèles sur les régimes d'éruption. Les premières tentatives ont principalement utilisé les observations visuelles pour estimer, mais de façon très approximative, la vitesse des ejecta et, bien plus rarement, la pression à la sortie du conduit volcanique (Blackburn et al., 1976). Cependant, la quantité de données disponibles et utilisables était extrêmement réduite. Le premier travail réellement quantitatif qui s'est intéressé au rôle du gaz dans les magmas a été réalisé il y a seulement 20 ans et reste une étude très isolée pendant plusieurs années (Sparks, 1978).

Le premier modèle d'écoulement de la lave dans un conduit volcanique date de 1981 (Wilson et Head, 1981). Quand aux mesures d'acoustique sur les volcans, il n'existait qu'une seule étude quantitative (Woulff et MacGetchin, 1976) qui relie la puissance acoustique mesurée à la vitesse des ejecta. Ensuite, l'apport de l'acoustique à la compréhension des volcans a été négligé pendant presque 20 ans (Vergnolle et Brandeis, 1994 ; 1996 ; Buckingham et Garcès ; 1996).

Depuis les années 1980, la plupart des modèles de régimes éruptifs se sont intéressés aux volcans explosifs et en particulier au développement à la surface de colonnes de cendres et de gaz, appelées colonnes pliniennes (Sparks et al., 1997). Néanmoins la formation de ces colonnes en profondeur (Mader et al., 1994) ainsi que plus généralement la physique des éruptions basaltiques ont été un peu

ignorées jusqu'à très récemment. Or, les volcans hawaïens et stromboliens, qui sont en éruption de façon relativement fréquente, offrent une chance d'étudier le mécanisme des éruptions de façon relativement accessible et en minimisant le danger.

Beaucoup de modèles développés précédemment en volcanologie physique sont théoriques. Pour en vérifier la validité, il faut effectuer soit des expériences en laboratoire, soit acquérir des données in situ. En ce qui concerne les expériences de laboratoire, on se doit de modéliser des phénomènes simplifiés par rapport aux éruptions volcaniques réelles. Il est notamment difficile d'interpréter les régimes transitoires, ce qui ne permet pas de comprendre l'évolution des différents paramètres au cours du temps. Pour les données in situ, leur nombre est actuellement très réduit.

Les paramètres physiques importants des régimes volcaniques sont la vitesse de la phase gazeuse, la vitesse de la phase liquide, le contenu en gaz et la pression (Vergnolle, 1997). Puisque toutes ces quantités sont reliées entre elles par les équations d'écoulement dans le conduit volcanique, leur mesure plus ou moins directe à la sortie du conduit volcanique doit donner des renseignements précieux sur des variables mal connues telles que la profondeur de la chambre magmatique ou son contenu en gaz.

UN VOLCAN DE LABORATOIRE

Bien que la classification des régimes volcaniques en fonction du contenu en gaz (Vergnolle et Jaupart, 1986 ; Vergnolle et Mangan ; 2000) puisse paraître assez artificielle, elle pose la question fondamentale de la formation de ces différents régimes éruptifs de façon très globale. Si les volcans explosifs présentent à la fois des colonnes pliniennes ("régime dispersé") et des dômes de laves (magma à contenu en gaz presque inexistant), les volcans basaltiques sont caractérisés par une alternance entre des phases riches en gaz (fontaines de laves hawaïennes, ou explosions stromboliennes) et des phases beaucoup plus pauvres en gaz.



Fig. 1 : Schéma de différents types éruptifs basaltiques et leur comportement dans le conduit volcanique (d'après Vergnolle et al., *subm.*).

La géométrie particulière d'un volcan, large chambre magmatique surmontée par un conduit bien plus petit, associée à la présence de bulles de gaz dans le réservoir (Greenland, 1988; Gerlach et Taylor, 1990) a des conséquences importantes sur la dynamique des éruptions basaltiques (Figure 1). Un volcan de laboratoire a donc été construit: il est formé d'un grand réservoir rempli d'huiles visqueuses et de petites bulles de gaz (azote), surmonté par un conduit plus étroit (Jaupart et Vergniolle, 1988; 1989; Vergniolle et Jaupart, 1990). Les bulles de gaz montent, s'accumulent sous le sommet du réservoir en formant une mousse, assemblage compact de bulles et de liquide. Cette mousse devient instable au dessus d'une certaine épaisseur et coalesce en produisant une poche de gaz qui migre dans le conduit en occupant toute sa largeur. La coalescence est partielle pour les viscosités les plus élevées et produit un écoulement intermittent caractéristique des explosions stromboliennes. La coalescence est totale pour les viscosités plus faibles, la poche de gaz, qui est bien plus longue que large, reproduit la formation des fontaines de laves hawaïennes. La destruction de la mousse piégée sous le sommet du réservoir est périodique et ce volcan de laboratoire reproduit très bien les alternances entre les phases de fontaines de laves et les phases de coulées de laves (Jaupart et Vergniolle, 1988). La modélisation du comportement de cette mousse (Jaupart et Vergniolle, 1989) a été ensuite combinée avec des mesures sur les fontaines de laves (délais entre 2 fontaines et hauteurs moyennes) sur le volcan Kilauea (Hawaii), ce qui a permis d'estimer la taille des bulles (0.2-0,6 mm) et le pourcentage de gaz (> 2 %) au sommet de la chambre superficielle (Vergniolle et Jaupart, 1990).

La présence de bulles de gaz de tailles variées dans les chambres magmatiques a aussi des conséquences sur le développement et la durée d'une éruption hawaïenne (Vergniolle, 1996). Premièrement, la diminution du flux de gaz observé au sommet du réservoir est une conséquence de la vitesse de montée plus rapide des bulles les plus grosses de la population qui contribuent plus au flux de gaz que les bulles plus petites et plus tardives à atteindre le sommet du réservoir. Deuxièmement, l'éruption s'arrête quand la majeure partie des bulles a quitté la chambre magmatique. On peut facilement estimer la durée d'une éruption en connaissant seulement la taille moyenne des bulles dans le réservoir. La différence en durée et en volume entre l'éruption du Mauna Ulu et de Puu O'o (Kilauea, Hawaii) est simplement une conséquence d'une taille de bulles légèrement différente pour ces 2 éruptions (1 mm et 0.4 mm respectivement) (Vergniolle, 1996).

SON PRODUIT PAR LES FONTAINES DE LAVES DU VOLCAN ETNA (ITALIE)

Dans le cas de l'Etna, certaines éruptions, comme celle de 2001, produit des épisodes éruptifs de façon intermittente, avec un épisode éruptif tous les quelques jours, et cela pour plus d'une trentaine d'épisodes. Chaque épisode éruptif est constitué d'une série d'explosions stromboliennes, dont la fréquence et l'intensité peuvent parfois

conduire à la formation d'un jet de gaz continu comme c'est le cas durant la phase paroxysmale de l'épisode du 13 Juillet 2001 (Vergniolle et Ripepe, subm. 4.).

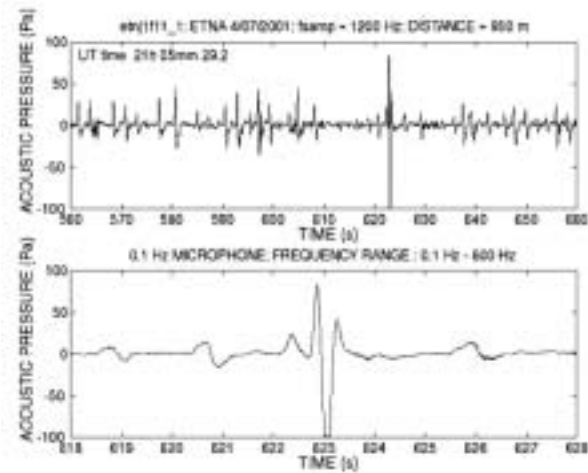


Fig. 2: Pression acoustique mesurée à l'Etna (d'après Vergniolle et Ripepe., subm.).

Chaque explosion, comme celle du 4 et 13 Juillet, produit un signal de pression acoustique très caractéristique (fréquence équivalente de 2 Hz; Figure 2) qui correspond à l'éclatement d'une énorme poche de gaz au sommet de la colonne magmatique. Un modèle où le son est produit par l'éclatement d'une poche de gaz a déjà été proposé pour le volcan Stromboli (Vergniolle et Brandeis, 1996; Fig 3). Le même modèle peut être utilisé pour déterminer la taille et la suppression de chacune des bulles qui éclatent dans le cratère Sud-Est de l'Etna. La forme d'onde théorique s'adapte extrêmement bien aux signaux émis par le volcan Etna et permet de déduire que le rayon de la bulle est d'environ 5 m pour une longueur de 12 m et une surpression de 0.34 MPa (Figures 3a et 3b). Les bulles de gaz présentes à l'Etna sont beaucoup plus grosses que celles qui existent sur le volcan Stromboli (rayon de 1 m environ) et contiennent une plus grande pression quand elles éclatent. Ceci n'est pas très surprenant puisque le volcan Etna correspond à un édifice volcanique beaucoup plus conséquent que celui du Stromboli.

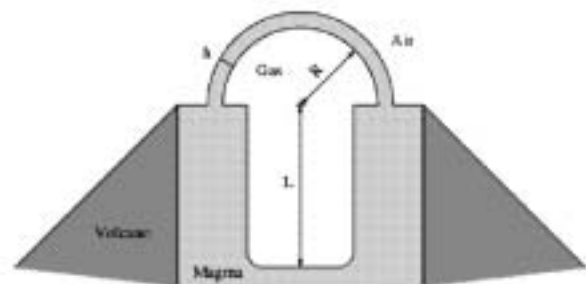


Fig. 3a: Modèle de son produit par une bulle en surpression qui éclate au sommet d'une colonne de magma (d'après Vergniolle et Brandeis., 1996).

La remontée de telles bulles dans le conduit volcanique agite la colonne de magma à des fréquences qui correspondent à celles des ondes gravitaires. Ce mécanisme a été proposé pour le volcan Stromboli. Pour un conduit de rayon égal à 5.5 m comme c'est le cas à l'Etna, les fréquences théoriques, entre 0.3 et 0.7 Hz (Vergnolle et al., 1996) sont en très bon accord avec les fréquences mesurées, 0.5 Hz. La vitesse du gaz, estimée en calculant la puissance acoustique (Woulff et MacGetchin 1976; Vergnolle et al., subm.1 et 2), atteint un maximum de 90 m/s, et est tout à fait en accord avec les mesures simultanées faites au moyen d'un radar (voir article joint de F. Donnadiou et al.). Cet excellent accord entre les mesures indépendantes d'acoustiques et de radar permet d'avoir une très grande confiance dans le modèle de bulle de gaz et pour les estimations de taille de bulle et de pression.

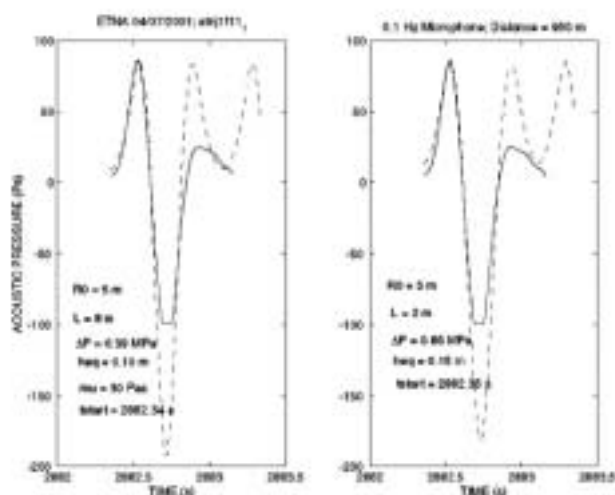


Fig. 3b : Comparaison entre la forme d'onde enregistrée à l'Etna (traits pleins) et la forme d'onde synthétique calculée avec un modèle de vibration d'une bulle surpressurisée qui éclate à la surface de la colonne magmatique.

Le rôle de l'épaisseur du film de magma au-dessus de la bulle sur ces caractéristiques est clair quand on compare les deux diagrammes (d'après Vergnolle et Ripepe, subm).

Chaque bulle correspond à un volume de $5\,300\text{ m}^3$, ramené à la pression atmosphérique et le volume de gaz perdu durant un épisode de quasi-fontaine de lave est de $7.4\,10^6\text{ m}^3$ (Vergnolle et Ripepe, subm. 4). Ces valeurs sont plus faibles que celles émises par les fontaines de laves du Kilauea volcano (Hawaii, USA) durant l'éruption du Puu O'o ($3\,10^9$ à $5\,10^8\text{ m}^3$, Vergnolle et Jaupart, 1990). Ceci n'est pas très surprenant puisqu'à l'Etna le jet de gaz n'est pas vraiment continu et que la durée de l'épisode éruptif y est plus faible (4 h à l'Etna contre 1 à 2 jours durant l'éruption du Puu O'o au Kilauea en 1987-1988). L'estimation du rayon de la bulle et du conduit à l'Etna (environ 5 m) est aussi très similaire au rayon du conduit

observé en période inter-éruptive (6 m au Puu O'o, (Wolfe et al, 1987).

D'un point de vue qualitatif, la dernière éruption de l'Etna est tout à fait similaire aux grandes éruptions du Kilauea (Kilauea Iki, Mauna Ulu, Puu O'o) puisqu'il y a alternance entre des phases de fontaines de laves et des périodes inter-éruptives et ce pour une cinquantaine de phases de fontaines de laves (Vergnolle et Ripepe, subm.4; Figure 5). Par contre, la durée de la période inter-éruptive est beaucoup plus courte à l'Etna (quelques jours) qu'au Kilauea (environ 1 mois). Cette similarité de comportement entre les deux volcans suggère qu'à l'Etna les fontaines de laves sont créées par la coalescence d'une mousse piégée au sommet de la chambre magmatique comme c'est le cas pour le Kilauea (Vergnolle et Jaupart, 1990). Si on suppose que la chambre magmatique est à 4 km de profondeur, et que le volume de gaz émis durant la phase de fontaine de lave a été accumulé pendant la période inter-éruptive précédente, soit 3 jours pour l'épisode du 4 Juillet 2001, le débit de gaz dans la chambre est de $2.7\,10^{-2}\text{ m}^3/\text{s}$. Si, par analogie avec le volcan Kilauea, on suppose que la superficie de ce réservoir est de 10 km^2 et que le pourcentage de gaz y est de 1 %, le diamètre des bulles est estimé à 0.2 mm. Cette valeur est tout à fait similaire à celle estimée à Hawaï (Vergnolle, 1996), puisque le diamètre moyen des bulles est de 1 mm pour l'éruption du Mauna Ulu (1969-1970) et de 0.4 mm pour celle du Puu O'o (1987-1989).

SHISHALDIN (ALASKA) : UNE ERUPTION BASALTIQUE EXPLOSIVE

L'éruption de 1999 du volcan d'Alaska, Shishaldin est particulièrement intéressante puisqu'elle présente à la fois une activité strombolienne très classique pour un basalte mais aussi une activité, extrêmement rare dans ce contexte, de colonne subplinienne qui atteint ici une hauteur de 16 km (Caplan-Auerbach et McNutt, in press, 2003). Cette éruption a été enregistrée en quasi-continu sur un capteur de pression et des sismomètres, ce qui a permis une très bonne compréhension des mécanismes éruptifs. Cette étude a été faite en collaboration avec J. Caplan-Auerbach (Alaska volcano observatory, USA) et M. Boichu (Institut de Physique du Globe de Paris).

L'étude de la phase subplinienne (Vergnolle et al., in prep. 3) montre des enregistrements acoustiques assez complexes et l'explosion de quelques grosses bulles en surpression comme c'est le cas pour les éruptions stromboliennes. Néanmoins, la vitesse du gaz, estimée par le calcul de la puissance acoustique à 150 m/s, permet de calculer que la quantité de gaz émise à grande vitesse et pendant 36 minutes est considérable, $1.9\,10^7\text{ m}^3$. Les flux de gaz émis en surface et estimés par les mesures d'acoustiques sont tout à fait en accord avec les déterminations faites en mesurant la hauteur du panache émis (Sparks et al., 1997).

Cette phase subplinienne est précédée par 13 heures de "grondements", qui présentent un signal acoustique de faible intensité et de fréquence très constante, 2 Hz (Vergnolle et al., subm. 2). Le son est modélisé par ana-

logie avec les petites bulles océaniques, comme un résonateur de Helmholtz: le gaz est piégé dans une cavité rigide et ne peut que s'échapper brutalement quand un petit trou se forme sur le dessus (Spiel, 1992; Figure 6). La forme d'onde théorique est calculée et la meilleure correspondance avec les données réelles enregistrées sur le volcan permet de déterminer les valeurs des paramètres géométriques de la bulle ainsi que sa surpression. À Shishaldin, le trou, 5 m de rayon, est de la taille du conduit volcanique, 6 m de rayon, et la longueur de la bulle est de 60 m pour une très faible surpression, $7.3 \cdot 10^{-3}$ MPa (Figure 7). Chacun des grondements est interprété par la coalescence partielle du sommet de la colonne de mousse accumulée dans le conduit (Vergnolle et al., *subm.* 2). Le volume total perdu à la surface est de $5.9 \cdot 10^6$ m³.

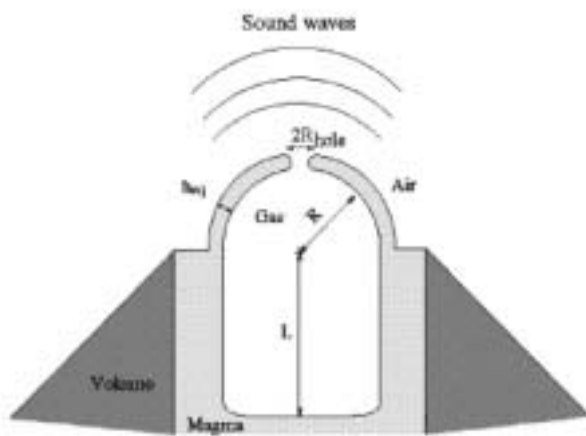


Fig. 6 : Schéma d'une bulle dont le gaz présente une très faible surpression et qui éclate par formation d'un trou (Résonateur d'Helmholtz, d'après Vergnolle et al., *subm.*).

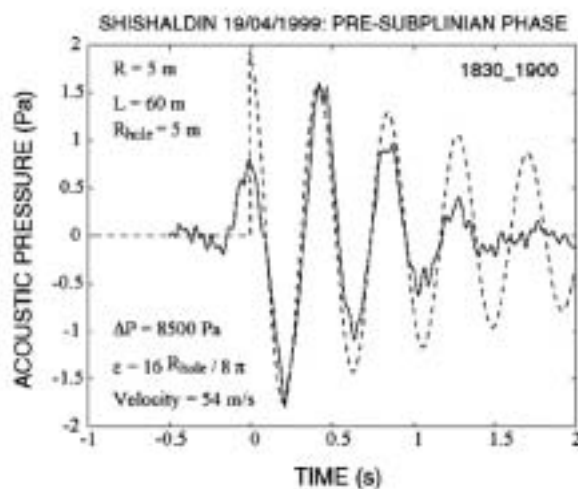


Fig. 7 : Comparaison entre le son produit par un grondement et la modélisation faite en supposant qu'il s'agit d'un résonateur d'Helmholtz (d'après Vergnolle et al., *subm.*).

Tout à la fin de la phase pre-subplinienne, une bulle isolée et très sur-pressurisée, 0.55 MPa, éclate au sommet de la colonne magmatique. Le signal acoustique est tout à fait caractéristique de la vibration d'une bulle surpressurisée à la surface de la colonne de magma et a été modélisé (Figure 5) comme pour les explosions stromboliennes de Stromboli (Vergnolle et Brandeis 1996; Vergnolle et al., 1996) et de l'Etna (Vergnolle et Ripepe, *subm.* 4). Cette forte surpression suggère que la bulle est formée à la profondeur de la chambre magmatique (Vergnolle, 1998), contrairement à toutes les bulles responsables du grondement du volcan. Cette bulle en surpression est responsable de la destruction totale de la mousse accumulée dans le conduit, entraînant la formation de la colonne subplinienne.

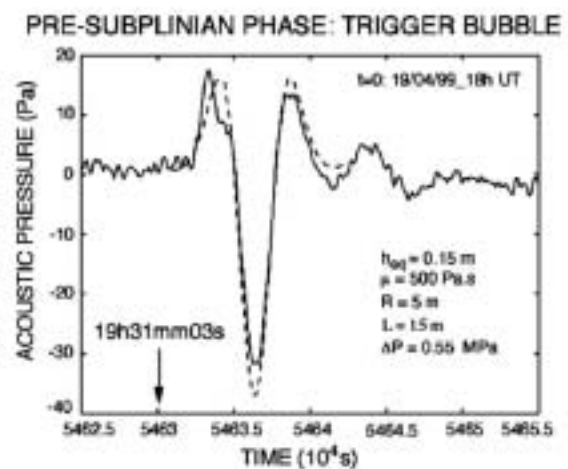


Fig. 8 : Dernière bulle de la phase pre-subplinienne de grondement, dont la grande surpression, 0.55 MPa est responsable de l'initiation de la colonne subplinienne (d'après Vergnolle et al., *subm.*).

Cette phase pré-subplinienne est interrompue au milieu par la probable émission d'un thermique, structure analogue à un panache mais dont les conditions d'alimentation sont la relâche brutale d'un volume pendant un temps très court (Fig 9). La détermination de la vitesse du gaz au moyen du calcul de la puissance acoustique, 150 m/s, conduit à des volumes importants. La hauteur du thermique est estimée à 3 kilomètres (Vergnolle et al., *subm.* 2), hauteur minimum de détection par satellites en présence d'une grande couverture nuageuse à ce moment-là. Un panache de faible intensité est repéré 50 minutes après l'émission acoustique ce qui est en très bon accord avec les résultats acoustiques.

La phase subplinienne s'arrête brutalement et après 15 minutes de silence une première phase strombolienne de quelques heures démarre qui sera suivie 35 heures après d'une seconde phase strombolienne. Comme précédemment, la pression acoustique montre un signal caractéristique de la vibration d'une grosse bulle surpressurisée au sommet de la colonne magmatique, juste avant son éclatement à la surface (Vergnolle et Brandeis, 1994; 1996).

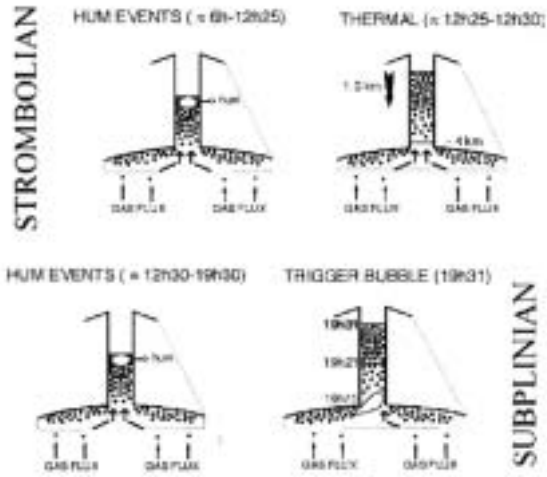


Fig. 9 : Schéma de la chronologie de l'éruption du Shishaldin (d'après Vergniolle et al., *subm.*).

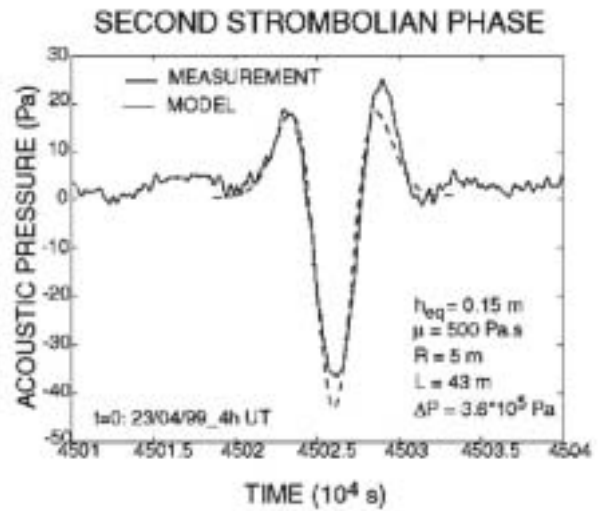


Fig. 11 : Comparaison forme d'onde théorique calculée par le modèle de vibration de bulles et mesures (d'après Vergniolle et al., *subm.*).

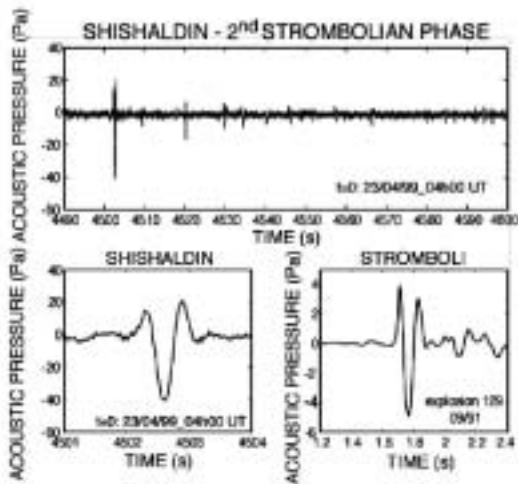


Fig. 10 : Pression acoustique enregistrée sur Shishaldin (1.5 Hz). La ressemblance est frappante avec le Stromboli (9 Hz; d'après Vergniolle et al., *subm.*).

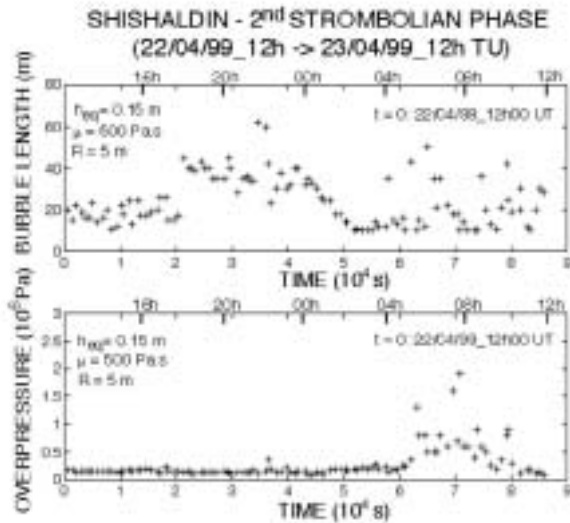


Fig. 12 : Évolution de la longueur des bulles (Fig. du haut) et de la surpression (Fig. du bas) tout au long de la deuxième phase strombolienne (d'après Vergniolle et al., *subm.*).

La comparaison avec la forme d'onde théorique et les données est excellente (Figure 11) et permet de déterminer les paramètres géométriques de la bulle ainsi que sa surpression: la taille des bulles, longueur de quelques dizaines de mètres, et leur surpression, 0.2 MPa estimés pour toute la durée des deux phases stromboliennes (Vergnolle et al., subm. 1; Figure 12).

La période de repos entre chaque phase strombolienne est interprétée comme le temps nécessaire pour reconstruire la mousse dans le réservoir, qui est instable quand elle dépasse une hauteur critique. Quand cette hauteur est atteinte, la mousse piégée sous le réservoir se casse en produisant de très grandes bulles de gaz responsable de l'activité strombolienne (Jaupart et Vergnolle, 1988; 1989). Le flux de gaz à 4 km, estimé à 0,61 m³/s, est une conséquence de la montée de bulles de gaz, de diamètre 0,17 mm, présentes dans la chambre magmatique (Vergnolle et al., subm. 1; Figure 2). La conservation du flux de gaz entre le réservoir et le conduit suggère que la surface ou les bulles s'accumulent est au maximum de 100 km², pour une fraction volumique de gaz maximale de 8 %, ce qui est en très bon accord avec le contenu en gaz total estimé à 1.5 wt % (Stelling et al., 2002). Bien que la méthode soit très différente de celle utilisée au Kilauea (Hawaï), les résultats sont très similaires en ce qui concerne les tailles de bulles, ce qui confirme le rôle capital joué par les bulles de gaz dans la dynamique éruptive.

CONCLUSION

Pression et vitesse sont les variables clés à la compréhension de la dynamique des éruptions et elles évoluent simultanément en respectant les équations de la mécanique des fluides (conservation de la masse et quantité de mouvement). En combinant leur mesure in situ à un modèle d'écoulement dans le conduit volcanique, il devient donc possible d'estimer le comportement dynamique des bulles de gaz plus profondes qui contrôlent le dynamisme éruptif. Cette méthode basée sur des mesures acoustiques permet une surveillance à distance de l'activité volcanique et de potentiels événements de recrudescence. Elle est particulièrement bien adaptée aux volcans très isolés comme ceux d'Alaska.

REMERCIEMENTS

J. Caplan-Auerbach et M. Boichu ont contribué à l'étude sur le volcan Shishaldin and M. Ripepe sur le volcan Etna. Cette étude a bénéficié du soutien financier de l'INSU (ACI et PNRN; Numéro de contribution INSU: 325) et du Ministère de l'environnement (Convention 122/2000).

REFERENCES

Blackburn, E.A., L. Wilson, and R.S.J Sparks,, *Mechanics and dynamics of strombolian activity* J. Geol. Soc. London, 132, 429-440, 1976.
Buckingham, M.J., and M.A. Garcès, *A canonical model of volcano acoustics*, Journ. Geophys. Res., 101, 8129--8151, 1996.
Caplan-Auerbach, J. and S.R. McNutt, *New insights into*

the 1999 eruption of Shishaldin volcano based on acoustic data, Bull. Volcanol., in press, 2003.

Gerlach, T.M. and B. E. Taylor, *Carbon isotope constraints on degassing of carbon dioxide from Kilauea volcano*, Geochim. Cosmochim. Acta, 54, 2051-2058, 1990.

Greenland, L.P., *Gases from the 1983-1984 east-rift zone eruption, The Puu O'o eruption of Kilauea Volcano, Hawaii : episodes 1 through 20, January 3 1983 through June 8, 1984*, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1463, 145-153, 1988.

Jaupart C. and Vergnolle S., *Laboratory models of Hawaiian and Strombolian eruptions*, Nature, 331, pp 58-60, 1988. Jaupart C. and Vergnolle S., *The generation and collapse of a foam layer at the roof of a basaltic magma chamber*, J Fluid Mech, 203, 347-380, 1989.

Mader H. M., Y. Zang, J.C. Phillips, R.S. Sparks, B. Sturtevant and E. Stolper, *Experimental simulations of explosive degassing of magma*, Nature, 372, 85-88, 1994.

Sparks, R.S.J., *The dynamics of bubble formation and growth in magmas: a review and an analysis*, J. Volcanol. Geotherm. Res., 3, 1-37, 1978.

Sparks, R.S.J., M.I. Bursik, S.N. Carey, J.S. Gilbert, L.S. Glaze, H. Sigursson and A.W. Woods, *Volcanic plumes*, Wiley, Chichester, England, pp 574, 1997.

Spiel, D.E., *Acoustic measurements of air bubbles bursting at a water surface: bursting bubbles as Helmholtz resonators*, J. Geophys. Res., 97, 11443-11452, 1992.

Stelling, P., J. Beget, C. Nye, J. Gardner, J. D. Devine, and R. M. M. George, *Geology and petrology of ejecta from the 1999 eruption of Shishaldin Volcano, Alaska*, Bull. Volcanol., 10.1007/s00445-002-0229-y, 2002.

Vergnolle S. and Jaupart C., *Separated two-phase flow and basaltic eruptions*, J Geophys Res, 91, B3, 12842-12860, 1986.

Vergnolle S. and Jaupart C., *The dynamics of degassing at Kilauea volcano, Hawaii*, J. Geophys. Res., 95, B3, 2793-2809, 1990.

Vergnolle S. and Brandeis G., *Origin of the sound produced by strombolian explosions*, Geophys. Res. Let., 21, 18, 1959-962, 1994.

Vergnolle S. and Brandeis G., *Strombolian explosions, 1, A large bubble breaking at the surface of the lava column as a source of sound*, J. Geophys. Res., 101, 20433-20448, 1996.

Vergnolle S., Brandeis G., and Mareschal J.C., *Strombolian explosions, 2, Eruption dynamics determined from acoustic measurements*, J. Geophys. Res., 101, 20449-20465, 1996.

Vergnolle S., *Bubble size distribution in magma chambers and dynamics of basaltic eruptions*, Earth Planet. Sci. Let., 140, 269-279, 1996.

Vergnolle S., *Listening to Pélée*, Science, 275, 1278-1279, 1997.

Vergnolle S., *"Modeling two-phase flow in a volcano"*, Proceedings of 13 th Australasian Fluid Mechanics Conference, Melbourne, 647-650, 1998.

Vergnolle S., and M. Mangan, *Dynamics of Hawaiian and Strombolian eruptions*, in "Encyclopedia of Volcanoes", ed. B. Houghton, Academic press, 447-461,

2000.

Vergniolle, S., M. Boichu and J. Caplan-Auerbach, Acoustic measurements of the 1999 eruption of Shishaldin volcano, Alaska : 1) Origin of Strombolian activity, *Journ. Volcanol. Geothermal Res.*, 46 pages, subm.1, 2003.

Vergniolle, S., J. Caplan-Auerbach and M. Boichu, Acoustic measurements of the 1999 eruption of Shishaldin volcano, Alaska : 2) Precursor to the Subplinian activity, *Journ. Volcanol. Geothermal Res.*, 40 pages, subm.,2, 2003. Vergniolle, S., M. Boichu and J. Caplan-Auerbach, Acoustic measurements of the 1999 eruption of Shishaldin volcano, Alaska : 3) Transitions between Strombolian and Subplinian activity, in prep., 3 for *Bull Volc.*, 58 pages,, 2003.

Vergniolle, S and M. Ripepe, Fire Fountains at Etna volcano : What do we learn from acoustic measurements ?, submitted 4 to *Geophys. Res. Lett.*

Wilson, L., and J. W. Head, Ascent and eruption of basaltic magma on the Earth and Moon, *J. Geophys. Res.*, 86, 2971-3001, 1981.

Wolfe E.W., M.O. Garcia, D.B. Jackson, R.Y. Koyanagi, C.A. Neal, and A.T. Okamura, The Puu O'o eruption of Kilauea volcano, episodes, 1-20, January 3, 1983 to June 8, 1984,

U.S. Geol Survey Prof. Pap, 1350, 471-508, 1987

Woulff, G., and T.R. McGetchin, Acoustic noise from volcanoes : Theory and experiments, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 45, 601-616, 1976.

Variations de la résistivité électrique et du potentiel spontané associées à l'activité volcanique : cas de l'éruption du 8 juillet 2000 du volcan Miyake-Jima (Japon)

RESISTIVITY AND SELF-POTENTIAL CHANGES ASSOCIATED WITH VOLCANIC ACTIVITY : THE JULY 8, 2000 MIYAKE-JIMA ERUPTION (JAPAN).

J. ZLOTNICKI ^a, Y. SASAI ^b, P. YVETOT ^c, Y. NISHIDA ^d, M. UYESHIMA ^b, F. FAUQUET ^c, H. UTADA ^b, Y. TAKAHASHI ^b, AND G. DONNADIEU ^c.

^a UMR6525-CNRS-OPGC-UBP, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand, France.

Tel : 33-4 73 40 73 70, Fax : 33-4 73 78 85. Email: jacques.zlotnicki@opgc.univ-bpclermont.fr

^b Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, Yayoi 1-1-1, Bunkyo-ku, Tokyo, 113-0032, Japan.

^c OPGC-CNRS-UBP, Campus des Cézeaux, 24 Av. des Landais, 63177 Aubière Cedex, France.

^d Graduate School of Science, Hokkaido University, Sapporo 060-0810, Japan.

ABSTRACT

Miyake-jima volcano abruptly erupted on July 8, 2000 after 17 years of quiet and gave birth to a crater, 1 km in diameter and 250 m deep. This expected unrest was monitored during the years 1995 to 2000 by electromagnetic methods including DC resistivity measurements and Self-Potential (SP) surveys. Beneath the 2,500 years old Hatcho-Taira summit caldera audio-magnétotelluriquessondages made in 1997-98 identified a conductive medium, 200 m to 500 m thick (within the 50 Wm isoline) located at a few hundreds metres depth. It was associated with the active steady-state hydrothermal system centred close to the 1940 cone and extending southward. A DC résistivimètre set in a Schlumberger array with 600, 1000 and 1400 m long injection lines evidenced strong resistivity changes between September 1999 and July 3, 2000 in the vicinity of the newly formed crater. The apparent resistivity has reached about 3 times its initial values on the 1400 m long line and has lowered to about 20 % on the 600 m line. Just prior to the July 8, 2000 eruption Self-potential (SP) mapping made inside the summit Hatcho-Taira caldera revealed negative anomalies where positive ones had occurred during the previous tens of years. The largest negative anomaly, -225 mV in amplitude mainly took place above the 1940 cone which collapsed in the crater formation. A permanent 1 km long SP line across the caldera suggests accelerating changes during the 3 months preceding the eruption. On a larger scale, the comparison between 1995 and 2000 surveys has shown a global increase of the hydrothermal activity beneath the volcano. Its source could have been 250 m to the South of the crater. These observations suggest that the hydrothermal system was slowly disturbed in the months preceding the eruption while drastic changes have occurred during the two weeks before the summit collapse when tectonic and volcanic swarms have appeared.

INTRODUCTION

Miyake-jima est l'une des sept îles volcaniques appartenant à l'arc Izu-Bonin au Japon. Deux caldeiras se sont formées au cours de deux épisodes éruptifs lors de l'édification du massif volcanique. Après l'éruption de 7000 yBP une vaste caldeira de plusieurs kilomètres de diamètre, appelée Kuwanoki-Taira, a été créée (Fig. 1). La seconde éruption, datée d'environ 2500 yBP, fut à l'origine de la formation d'une caldeira de 1,5 kilomètre de diamètre, appelée Hatcho-Taira (Tsukui and Suzuki, 1998). Depuis les éruptions sommitales ont alterné avec les éruptions fissurales localisées principalement sur les flancs du volcan. Aucune sismicité volcanique notable n'a été enregistrée entre la dernière éruption de 1983 et le 26 juin 2000 où des essais sismiques sont apparus sous le sommet de volcan. Ces séismes ont rapidement disparu de la zone sommitale pour se déplacer progressivement à l'ouest vers les îles Kozu-jima et Nii-jima (JMA, 2000). Des déformations du sol sont alors apparues (Kaidzu et al., 2000). Début juillet de nouveaux séismes volcaniques sont apparus sous le sommet. Les levés gravimétriques faits quelques jours avant l'éruption du 8 juillet 2000 ont montré la formation d'une cavité sous le sommet du volcan (Furaya, et al., 2001). Le 8 juillet sans qu'aucun séisme volcanique notable (magnitude > 1) n'ait été enregistré une caldeira s'est formée en moins de 4 minutes, recoupant les anciens cratères O-Ana et O-Yama ainsi que la caldeira Hatcho-Taira (Fig. 2).

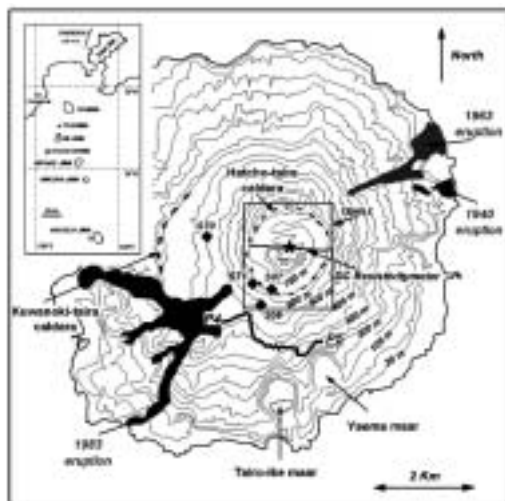
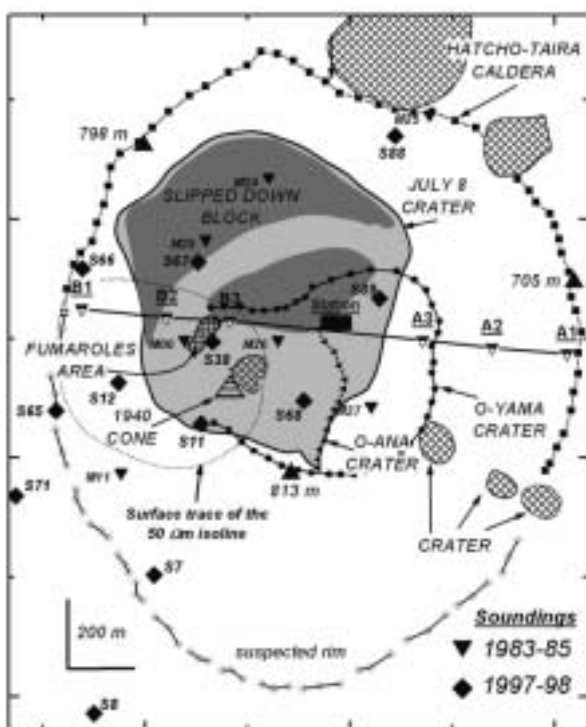


Figure 1. Schéma de l'île de Miyake-jima. Les coulées de 1940, 1963 et 1983 sont en gris. Les lignes du résistivimètre permanent continu sont représentées par une ligne noire épaisse. Les losanges localisent les sondages AMT de 1997-1998 (voir Fig. 2)

Cette caldeira, d'environ 1 kilomètre de diamètre et de 250 m de profondeur, a continué de s'agrandir au cours des mois suivants. L'activité volcanique est devenue sporadique courant juillet. L'événement le plus important de l'activité du Miyake-jima fut une explosion hydro-magmatique le 18 août accompagnée d'un panache de cendres d'une hauteur de plus de 8 km. Les retombées cendreuses couvrirent plus du tiers de l'île. A partir d'août 2000 l'activité de surface s'est atténuée malgré la présence de fortes émissions de SO₂. En septembre 2000 la caldeira nouvellement formée était aussi large que celle d'Hatcho-Taira :



1,4 km de diamètre.

La régularité plus ou moins prononcée des éruptions du Miyake-jima nous avait conduits à débiter les études d'électromagnétisme en 1995. Un réseau de mesures continues de l'intensité du champ magnétique terrestre (Sasai, et al., 1997, 2001) fut associé à des réseaux de mesures continues du champ tellurique à courte et longue base. Des cartographies de potentiel spontané (PS) (Nishida, et al., 1996) et des sondages audio-magnétotelluriques (AMT) furent progressivement entrepris pour déterminer la structure superficielle de l'édifice volcanique. Dans cet article nous nous concentrerons sur les résultats obtenus au moyen de sondages AMT pendant la période intercrises 1983-2000, de sondages électriques permanents de type Schlumberger faits l'année précédant l'effondrement du sommet, de cartographies et cheminements SP et d'une ligne PS d'un kilomètre de long mise à poste fixe dans la caldeira Hatcho-Taira.

LA RESISTIVITE ELECTRIQUE DU VOLCAN AU COURS DE L'ERUPTION DE 1983

Des sondages magnétotelluriques dans la bande de fréquence ELF-VLF (8, 14, 21 hertz et 21 kilohertz) furent réalisés avant, pendant et après l'éruption fissurale d'octobre 1983 sur le flanc sud du volcan (figure 1) (Utada et al., 1986). En octobre 1980 un aquifère (40 Ωm) de dimension restreinte fut décelé dans la zone fumerollienne proche du cône de 1940 (sondage M6 sur la figure 2) entre 700 et 100 m d'altitude. Un mois après l'éruption d'octobre 1983 la résistivité avait diminué jusqu'à une valeur d'environ 4 Ωm. La gamme restreinte de fréquences des sondages n'a pas permis l'estimation de l'épaisseur des différentes structures qui composaient la partie superficielle du volcan.

Fig. 2. Schéma du sommet du volcan Miyake-jima (voir encart Fig. 1).

Mij et Sij représentent la localisation des sondages VLF-ELF de 1983 et AMT de 1997-98.

Les lignes du résistivimètre permanent sont en trait noir (A1-B1, A2-B2, A3-B3).

Le contour en pointillé figure la trace en surface de la structure de faible résistivité (isocontour de 50 Ωm). Les parties grisées délimitent les blocs glissés après formation de la caldeira du 8 juillet 2000.

Seul le sondage M26 a identifié trois couches de différentes résistivités, avec un substratum à 150 m dans l'altitude. Utada et al. (1984, 1986) ont associé le résultat obtenu sur le sondage M26 à la limite orientale du système hydrothermal.

Entre 1983 et 1985 la fréquence de 8 hertz fut utilisée pour suivre les variations de résistivité aux points M6, M25, et M26 (Utada et al., 1986). En M6 la résistivité apparente a diminué de 100 Ωm avant l'éruption à 4 Ωm 8 mois après. Au cours des mois suivants elle est revenue vers des valeurs de l'ordre de 100 Ωm . Ce phénomène fut aussi observé à l'est (M 26) avec une amplitude moindre et un retard temporel de 3 mois. Ces observations furent interprétées par un réchauffement de l'aquifère et son déplacement jusqu'à une altitude de 400 m environ (Utada et al., 1986).

SONDAGES AUDIO-MAGNETOTELLURIQUES DE 1997-1998

En 1997 et 1998 des sondages AMT ont été réalisés à l'intérieur et à la périphérie de la caldeira Hatcho-Taira. Une antenne de 400 Am² fut utilisée dans la bande de fréquence 70 kHz-1 kHz pour créer un champ électromagnétique artificiel suivant deux directions orthogonales. Pour chaque sondage l'antenne fut placée suffisamment loin du récepteur (capteurs magnétiques et électriques de mesure) pour assurer une onde électromagnétique émise plane. De 1 kHz à 0,1 Hz seul le champ électromagnétique naturel fut utilisé pour les sondages. Le récepteur était composé de deux capteurs magnétiques horizontaux et orthogonaux (H_x , H_y) associés à deux lignes orthogonales de champ électrique (E_y , E_x). Plusieurs acquisitions furent réalisées en chaque station afin de s'assurer de la qualité et de la validité des données. La direction de la composante électrique E_x était N50°E (Figures 1 et 2). Le static-shift est resté peu significatif à l'intérieur de la caldeira Hatcho-Taira (Sasai et al., 2001).

Les inversions 1-D le long de profils approximativement NS (stations S08, S07, S11, S38 et S67) et NW-SE (stations S70, S66, S38 et S68) sont présentées sur la Figure 3. Les deux inversions montrent une région de faible résistivité électrique, inférieure à 50 Ωm , centrée sous le cône de 1940 et la partie occidentale du cratère O-Ana (Figs 2 et 3). Cette structure correspond très probablement à celle décelée en 1983 (Utada et al., 1984, 1986). Elle est créée par un système hydrothermal actif localisé sous la caldeira Hatcho-Taira. Le toit de la région de faible résistivité électrique se situe à environ 300 m de profondeur tandis que sa base se trouve sous le niveau de la mer (profondeur de 750 m pour un iso-contour de 50 Ωm). La zone de faible résistivité électrique est verticalement allongée et sa source se trouve sous la partie occidentale du cratère O-Ana à proximité du cône de 1940 (Fig. 2).

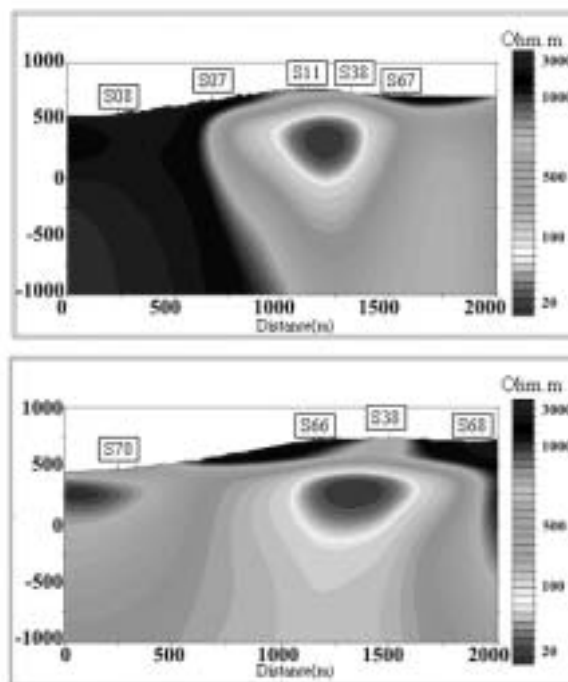


Fig. 3. Inversion 1-D des sondages AMT de 1997-98 suivant une direction NS (haut) et NO-SE (bas).

MESURES DE RESISTIVITE ELECTRIQUE ENTRE 1999 ET 2000

En mai 1999 un appareil de mesure permanent de la résistivité électrique fut installé dans la caldeira Hatcho-Taira. Il mesurait la résistivité électrique apparente dans la direction Est-Ouest (Figure 2). La disposition des électrodes était du type Schlumberger (i.e. Parasnis, 1986). Trois lignes d'injection de longueur de 600, 1000 et 1400 m (A1-B1, A2-B2, A3-B3 sur la Figure 2) de même point central étaient couplées à deux lignes de réception de longueur de 100 et 150 m situées elles aussi au centre du dispositif. Toutes les 6 heures le système effectuait automatiquement les mesures de résistivité apparente. Les données étaient stockées sur un ordinateur de type PC. Pour chaque ligne d'injection un cycle de 10 injections de courant était programmé pour chacune des deux lignes de mesure.

Le courant injecté dans le sol était maintenu constant pendant toutes les séries de mesure. Les valeurs caractéristiques du système d'injection étaient respectivement de 800 volts et de 400 mA pour le potentiel et le courant d'injection.

Pour une même ligne d'injection les valeurs de résistivité électrique apparente obtenues sur les deux lignes de réception étaient presque identiques, aussi avons nous calculé la résistivité électrique moyenne à partir des 20 données de chaque ligne injection. Pour chaque résistivité apparente calculée l'écart type est demeuré inférieur à 5 % en valeur relative. Malheureusement le résistivimètre fut foudroyé en octobre 1999. Après calibrage et essais, il fut réinstallé une semaine avant l'éruption du 8 juillet 2000. L'équipement fut emporté dans l'effondrement du sommet le 8 juillet et les données continues furent perdues. Les valeurs obtenues pendant les tests de réinstallation le 3 juillet sont les seules disponibles.

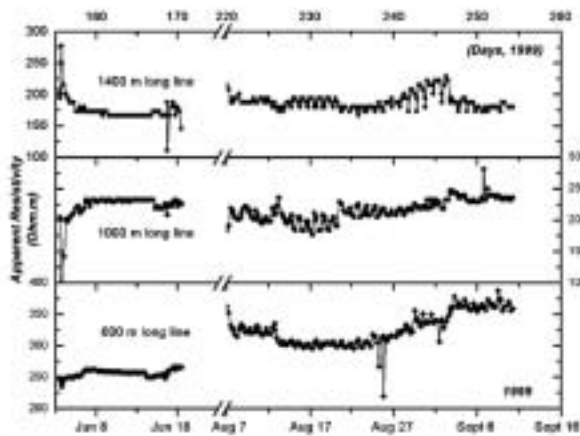


Fig. 4. Valeurs de la résistivité électrique apparente acquise toutes les 6 heures à partir des lignes d'injection de 600, 1000 et 1400 m.

En 1999 les données de résistivité électrique apparente ont montré des variations progressives au cours du temps (Figure 4). Courant juin 1999 (jours 160-170) les résistivités apparentes sont demeurées pratiquement constantes autour des valeurs de 260, de 230 et 170 Ωm . Des variations progressives sont apparues à partir d'août 1999. En moins d'un mois les résistivités apparentes ont atteint des valeurs de 360, 230 et 180 Ωm . Enfin le 3 juillet 2000, les résistivités apparentes avaient drastiquement changé sur les lignes courtes (600 m) et longues (1400 m) où elles avaient atteint les valeurs moyennes respectives de 70 et 550 Ωm , (Figure 5). Ces résultats montrent qu'entre octobre 1999 et juillet 2000, la résistivité électrique, à l'intérieur et à l'extérieur du cratère O-Yama, avait fortement évolué. Par rapport aux mesures faites en mai 1999, la résistivité avait diminué de 20 % sur la ligne de 600 m tandis qu'elle atteignait plus de 3 fois sa valeur d'origine sur la ligne de 1400 m le 3 juillet 2000, soit 5 jours avant la formation de la caldeira.

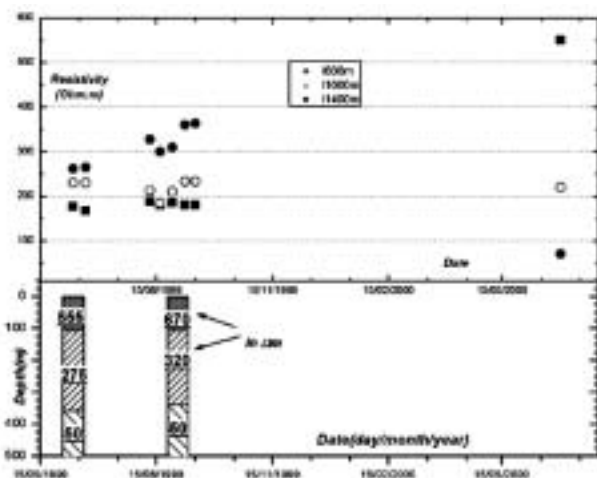


Fig. 5. En haut : Valeurs moyennes de la résistivité électrique apparente correspondant aux lignes d'injection de 600, 1000 et 1400 m. En bas : Modèles 1-D correspondants.

CARTOGRAPHIE DE POTENTIEL SPONTANÉ DE LA CALDEIRA HATCHO-TAIRA LE 4 JUILLET 2000

Des profils de mesures PS ont été réalisés le 4 juillet 2000 à l'intérieur de la caldeira Hatcho-Taira (Figure 6). Ce même jour des séismes volcaniques étaient enregistrés sous le sommet et provoquaient quelques effondrements des parois du cratère O-Yama. Des électrodes en Pb-PbCl₂ furent utilisées au cours des travaux de prospection (Petiau and Dupis, 1980). L'électrode de référence fut la même pour tous les profils. Les valeurs du potentiel étaient mesurées tous les 25 m le long de chaque cheminement. Chaque point de mesure était calé par un récepteur GPS (système de positionnement global) avec une précision sur l'ordre de 5 à 10 m. Pour minimiser les erreurs de mesure nous avons déroulé un même câble le long de chaque profil, la première extrémité étant fixée à l'électrode de référence (Michel and Zlotnicki, 1998). Le long de chaque profil l'homogénéité des mesures était régulièrement vérifiée ; la dispersion des mesures n'a pas excédé la dizaine de millivolts (mV) dans un périmètre de l'ordre du mètre. Par ailleurs la dérive des électrodes n'a pas dépassé 5 mV entre le début des mesures et la fin des prospections.

Les profils PS réalisés en 1995 et 1996 montrent la partie centrale du volcan sujette à un puissant système hydrothermal tandis que les flancs du volcan sont progressivement affectés par un effet topographique (Nishida et al., 1996 ; Sasai et al., 1997). Cet effet topographique bien connu, dû à la circulation d'eaux souterraines au-dessus de la zone de vadose, exprime une diminution du potentiel quand l'altitude des mesures augmente. Cette relation linéaire était sur l'ordre - de 1.1 mV/m sur Miyake-jima. Par conséquent des données originelles de terrain de l'année 2000 ont été corrigées de ce coefficient pour isoler, en première approximation, les anomalies PS créées par l'activité hydrothermale (Figure 6).

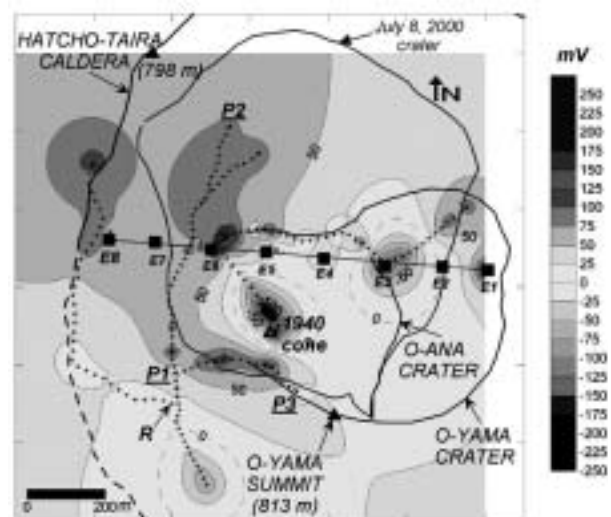


Fig. 6. Cartographie de polarisation spontanée effectuée le 4 juillet 2000.

Les contours sont espacés de 25 mV. Les points de mesures sont figurés par des croix. R est la station de référence. P1-P2 et P1-P3 sont les cheminements réalisés aussi en 1995. Le cheminement P4-P5 est représenté Fig. 1. La ligne continue entrecoupée de carrés libellés E_i figure la ligne PS permanente de 1 km de long.

La cartographie de polarisation spontanée au sommet du volcan a été estimée en utilisant une loi de décroissance des anomalies en fonction de l'inverse de la distance au carré. Par rapport à la référence R, des anomalies positives de 150 mV se situent le long de la paroi du cratère O-Yama, en particulier sur les bords ouest et sud (Fig. 6). L'anomalie positive occidentale est localisée au-dessus de la zone des fumerolles apparues au cours de l'éruption de 1962. L'anomalie positive méridionale était inconnue. Deux grandes anomalies négatives sont identifiées à l'intérieur de la caldeira Hatcho-Taira avec une amplitude inférieure à -225 mV pour l'anomalie ouest. Cette dernière se situe au-dessus du cône de 1940, siège d'une activité thermique notable au cours des 30 dernières années. À l'est la faible anomalie négative couvre la dépression du nord-est du cratère O-Yama.

EVOLUTION DU POTENTIEL SPONTANÉ ENTRE 1995 ET LE 4 JUILLET 2000

En 1995 quelques profils PS avaient été effectués avec un espacement de 200 m afin de définir les principales caractéristiques du système hydrothermal du Miyake-jima (Nishida et al., 1996). Les mesures faites les 4 et 11 juillet 2000 le furent avec un espacement de 25 m. La comparaison des séries PS permet cependant d'évaluer les variations temporelles et spatiales produites par l'activité hydrothermale au cours des 5 années précédant l'éruption. Afin de comparer les séries d'un même profil une fonction spline a été appliquée à chacune des séries PS (Figure 7).

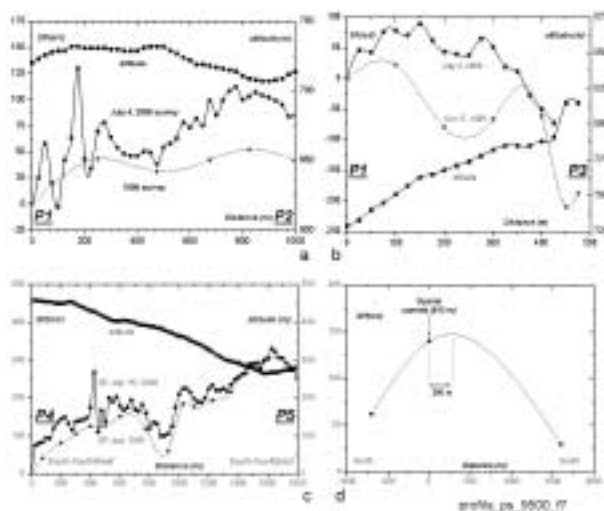


Fig. 7. Comparaison des anomalies PS en 1995 et 2000 le long des mêmes cheminements

- A : A travers la caldeira Hatcho-Taira du sud vers le nord.
- B : Le long de la bordure sud de la caldeira Hatcho-Taira.
- C : Le long de la route circulaire à une altitude moyenne de 400 m.
- D : Amplitude maximale de l'anomalie PS le long d'une coupe N.NO-S.SE.

Le profil (P1-P2) débute au sud-ouest de la caldeira Hatcho-Taira et se dirige vers le nord (Figures 6 et 7a). Entre 1995 et 2000 une anomalie positive de 50 mV a pris naissance au nord-ouest du cratère O-Yama. Cette anomalie s'estompe au nord comme en 1995. Le second profil (P1-P3) encadre la paroi méridionale du cratère O-Ana (Figures 6 et 7b). Une puissante anomalie positive de près de 150 mV y est reconnue. Elle se localise exactement le long de la bordure sud de la caldeira qui va se former le 8 juillet 2000 et dont la profondeur sera maximale à cet endroit (environ 250 m). Deux kilomètres au sud du sommet du volcan (P4-P5) la variation PS entre 1995 et 2000 se résume à une anomalie positive de l'ordre de 30 mV répartie sur une distance de 1,5 kilomètre (Fig. 1 et 7c). Ces observations permettent de déterminer l'amplitude maximale moyenne de l'anomalie PS créée entre 1995 et 2000 en fonction de la distance du sommet d'O-Yama, le long d'une direction N.NW-S.SE (Figure 7d). L'amplitude maximale avoisine 150 mV avec une source localisée à environ 250 m au sud du sommet d'O-Yama, mais toujours à l'intérieur de la caldeira Hatcho-Taira.

SURVEILLANCE PS DE LA CALDEIRA HATCHO-TAIRA ENTRE MAI 1999 ET JUILLET 2000

Une ligne PS longue de 1 km a été mise en place selon une direction Est-Ouest au travers la caldeira de Hatcho-Taira au cours du mois de mai 1999. Cette ligne était composée de huit électrodes impolarisables au Pb-PbCl₂ (Petiau, G. and A. Dupis, 1980) enterrées à plus de 60 cm de profondeur. Des mesures régulières de potentiel entre les différentes électrodes et l'électrode E8 située à l'ouest dans la caldeira furent réalisées (Figures 6 et 8). La localisation des électrodes par rapport à la caldeira créée le 8 juillet 2000 était la suivante (Figure 6). Les électrodes E8 et E7 situées à l'extérieur du cratère O-Yama furent épargnées par le premier effondrement caldeirique. E6 était à l'ouest de la paroi occidentale du cratère O-Yama et E5 à l'intérieur du cratère ; les deux électrodes ont disparu avec la formation de la nouvelle caldeira. E4 et E3 étaient au centre du cratère O-Yama ; les électrodes disparurent dans l'effondrement. À l'est E2 et E1 étaient implantées à l'intérieur du cratère O-Yama ; elles furent temporairement épargnées. Dans la suite nous ne discuterons pas les variations de courte période comme celle observée en juillet 1999 dans la différence E5-E8 ; elles ne sont basées que sur une ou deux valeurs. Des variations de longue période sont observées sur toutes les électrodes : une décroissance générale entre avril 1999 et Novembre-Décembre 1999 suivie d'une augmentation progressive du potentiel à toutes les électrodes, excepté E5 (Figure 8).

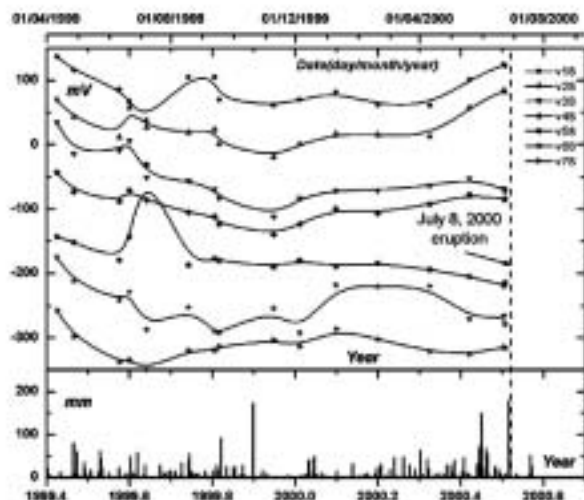


Fig. 8. En haut : Variations temporelles des différences de potentiel le long de la ligne PS permanente entre 1999 et juillet 2000. E8 est l'électrode de référence. En bas : Pluviométrie journalière.

Ces variations semblables subsistent jusqu'en février-avril 2000 où les potentiels PS évoluent rapidement. Aux électrodes E6, E5, et dans une moindre mesure en E7, le potentiel commence à décroître ; la diminution atteint -55 mV dans la différence E6-E8. Aux électrodes E4 et E3, situées au centre du cratère O-Yama, le potentiel continue d'augmenter jusqu'à début juin, suivie par une décroissance progressive. Enfin le potentiel augmente après mars 2000 aux électrodes localisées aux deux extrémités de la ligne PS (E1, E2 (et E7)) : il atteint 75 mV dans la différence E2-E8.

Les enregistrements PS continus réalisés en plusieurs stations établies sur le volcan peuvent montrer une variation annuelle de quelques dizaines de mV/km due aux précipitations saisonnières (Zlotnicki et al., 2001). Entre 1996 et 2000 les minima et les maxima des variations PS annuelles se produisaient en avril et Octobre-Novembre. Par conséquent les variations observées sur la ligne PS permanente de 1 km de long ne peuvent être provoquées par des changements climatiques saisonniers (Figure 8).

Les valeurs de PS mesurées en mai 1999 informent sur l'état du système hydrothermal à cette époque et sur les circulations hydrothermales partiellement contrôlées par la structure du sommet du volcan (Figure 9c). Les valeurs identifient deux anomalies négatives. Celles-ci correspondent à l'infiltration d'eaux météoriques à l'intérieur des cratères et des caldeiras (i.e. Zlotnicki et al., 1998). Le plus souvent les transferts thermiques et les circulations hydrothermales ont lieu préférentiellement le long de ces interfaces. Sur le volcan de Miyake-jima les anomalies négatives PS sont clairement associées aux parois des cratères O-Ana et O-Yama ; la bordure de l'anomalie PS occidentale correspond à la limite ouest de la zone fumerolienne (électrodes E6 et E5) (Figures 2 et 9a). A l'est les électrodes E2 et E1 délimitent la bordure orientale du cratère O-Yama.

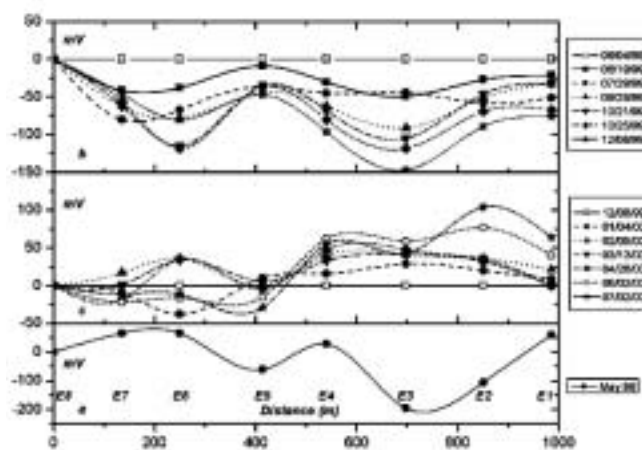


Fig. 9.

- A : Evolution temporelle de la PS entre Juin et décembre 1999.
- B : Evolution temporelle de la PS entre décembre 1999 et juillet 2000.
- C : Valeurs de l'anomalie PS observée en mai 1999 avec E8 comme référence.

Les variations au cours du temps du potentiel peuvent se subdiviser en deux périodes, de mai à décembre 1999 et de décembre 1999 à juillet 2000, ce qui correspond à deux périodes distinctes de l'activité du système hydrothermal. Pour mieux discerner les variations PS celles-ci peuvent être comparées au cours du temps en prenant mai-juin 1999 comme temps de référence pour la première période (Figure 9a) et décembre 1999 pour la seconde (Figure 9b). Ce procédé supprime la partie statique du potentiel le long de la ligne PS associé à la structure du volcan et au régime quasi-stationnaire du système hydrothermal à cette époque.

Pendant la première période les valeurs PS correspondent à une augmentation des valeurs négatives du potentiel aux électrodes situées à l'intérieur de la zone du futur effondrement (Figure 9a). Les électrodes E6 et E3 pour lesquelles les valeurs de potentiel étaient toujours les plus faibles étaient localisées à proximité immédiate des parois de la future caldeira. Cette période reflète une augmentation du flux hydrique gravitaire le long d'interfaces (parois de caldeiras par exemple, voir la discussion). Ce comportement s'inverse après décembre 1999 (Figure 9b). Jusqu'à avril 2000 une augmentation progressive du potentiel, allant jusqu'à 50 mV, est enregistrée à toutes les électrodes excepté E5. Ce phénomène est associé à une réactivation de l'activité hydrothermale à l'intérieur du cratère O-Yama. Au-delà d'avril 2000 des variations plus accentuées apparaissent : des variations négatives sont de nouveau enregistrées à proximité du centre probable du futur effondrement (électrodes E6 à E5) tandis que des variations positives s'accroissent à l'est de la ligne permanente PS. Ces changements d'activité avant l'éruption, anomalies PS négatives, puis positives puis négatives indiquent des périodes où le flux hydrique gravitaire à l'intérieur de la zone de formation de la nouvelle caldeira est parfois contre balancé par des périodes de regain de l'activité hydrothermale.

DISCUSSION

Nous basons l'interprétation des variations PS sur l'hypothèse maintenant bien admise qu'un flux hydrique transportant des charges électriques crée un courant électrique à l'origine de l'effet électrocinétique. Un flux hydrique gravitaire produit une anomalie PS négative en surface tandis qu'un flux ascendant crée une anomalie positive (e.g. Corwin and Hoover, 1979 ; Ishido and Mizutani, 1981 ; Massenet, and Pham, 1985 ; Morgan et al., 1989 ; Antraygues and Aubert, 1993 ; Ishido, and Pritchett, 1996 ; Revil, and Pezard 1998 ; Adler et al., 1999 ; Journaux et al., 2000 ; Sasai et al., 2002 ; Zlotnicki et al., 2003).

En 1995 une cartographie PS à grande échelle du volcan Miyake-jima avait décelé un puissant système hydrothermal centré sur la caldeira Hatcho-Tairo (Nishida et al., 1996 ; Sasai et al., 1997). L'anomalie positive avait une extension de près de 2,7 km pour une amplitude maximale de 600 mV (maximum-minimum). Ce résultat suggérait une source thermique localisée sous le sommet du volcan. En 1996 un profil sud-nord réalisé à travers l'île et passant au travers de la caldeira Hatcho-Taira avait été réitéré. Aucune modification notable n'était perceptible. En conséquence le Miyake-jima était le siège d'une activité hydrothermale stable – au moins – jusqu'en 1996. La présence de ce système hydrothermal soulignait la possibilité qu'une activité magmatique pouvait être précédée par une activité phréatique soutenue.

Les sondages AMT de 1997-98 ont clairement identifié la présence d'un milieu conducteur sous le cône de 1940 (Figures 2 et 3). Ce corps correspond très probablement au système hydrothermal reconnu par les mesures PS. Ce corps conducteur se situe à quelques centaines de mètres de profondeur, sous le niveau de la mer, où des gaz chauds provenant d'un réservoir magma profond peuvent se mélanger aux eaux météoriques infiltrées à travers un encaissant perméable, et le long d'interfaces délimitant cratères et caldeiras.

Le toit du conducteur n'est qu'à quelques centaines de mètres sous le sommet (300-500 m). L'extension horizontale diminue à l'approche de la surface aux alentours du sondage S38. Les valeurs les plus basses de la résistivité électrique sont situées sous le cône de 1940 qui semble être le centre de l'effondrement du 8 juillet 2000. L'épaisseur et l'extension horizontale du conducteur ne dépassent pas 500 m (pour le contour de 50 Ω m). La projection horizontale en surface du conducteur correspond approximativement à la paroi occidentale du cratère O-Ana (Figure 2).

Considérons maintenant les résultats des sondages AMT à proximité du résistivimètre continu. Différentes techniques de sondages AMT avaient été utilisées en 1980-85 et 1997-98 et seules des hypothèses raisonnables sur l'évolution du système hydrothermal peuvent être développées. Les valeurs de résistivité mesurées à la fin de 1985 (M6, M26) étaient du même ordre de grandeur que celles obtenues en 1997-98 (S12, S38). Dans la partie est du cratère O-Ana le sondage de 1997-98 en S68 indique toujours des valeurs de résistivité élevées dans les premières centaines de mètres de profondeur, ce qui suggère la fin de l'extension à l'est du système hydrothermal. Ces observations indiquent

qu'aucune modification notable de la résistivité électrique ne s'est produite entre 1984 et 1997-98 dans la région de la future caldeira. Les sondages de 1997-98 suggèrent uniquement une extension possible du système hydrothermal vers le sud.

Cette hypothèse peut également être validée pour la période allant de 1997-98 à mai 1999 où le résistivimètre continu a commencé de fonctionner. Les valeurs mesurées par la méthode Schlumberger sont compatibles avec celles du sondage S38 effectué en 1997-98 ; une résistivité apparente environ de 300-350 Ω m près de la surface au sol qui diminue avec la profondeur (Figures 4 et 5). Les mesures magnétiques continues faites sur le sommet de volcan suggèrent également un système hydrothermal plus ou moins en un équilibre quasi-statique (Sasai et al., 2002).

Après juin 1999 les changements de résistivité électrique peuvent être étudiés avec plus de détail. Quatre jours avant l'éruption du 8 juillet 2000, les profils PS faits sur les mêmes traces que celles de 1995 montrent clairement qu'une nouvelle source hydrothermale est venue se superposer au sud du cratère O-Ana au puissant système hydrothermal stable déjà observé en 1995 (Figure 6). La source thermique à l'origine de ce second système hydrothermal indépendant pourrait être celle détectée par les mesures magnétiques continues (Sasai et al., 2001).

La ligne PS permanente de 1 km de long montre (i) des anomalies négatives qui coïncident avec les bordures Est et Ouest de la caldeira formée le 8 juillet 2000 (Figure 9c), et (ii) des modifications de l'activité du système hydrothermal au cours de l'année précédant l'éruption (Figure 8). Ces observations conduisent à supposer que l'activité hydrothermale permanente sous la caldeira Hatcho-Taira a favorisé la genèse de zones de faiblesse mécanique de structures existantes à l'intérieur de celle-ci, en particulier les parois des cratères O-Yama et O-Ana. L'anomalie PS positive observée par comparaison entre les mesures de 1995 et celles de 2000 est devenue légèrement plus faible entre 1999 et 2000 (Fig. 7 et 8). En conséquent la source de l'anomalie, située à l'intérieur de la partie méridionale de la caldeira Hatcho-Taira, est apparue entre 1996 et mai 1999. Une faible augmentation de la résistivité apparente a pris naissance entre mai et septembre 1999 sur les 3 lignes d'injection de 600, 1000 et 1400 m. Avant décembre 1999 aucun changement notable de l'activité du volcan n'est observé et les modèles de résistivité 1-D, calculés pour mai et août 1999, suggèrent qu'une structure de faible résistivité est toujours présente à une profondeur de quelques centaines de mètres. Elle peut être associée au système hydrothermal existant centré à proximité immédiate du cône de 1940 (Figures 3 et 5). Le 3 juillet 2000 les mesures faites montrent une configuration drastiquement différente de la résistivité. Aucun calcul 1-D ne peut être efficace pour modéliser la résistivité électrique ; la structure de faible résistivité située juste sous le sommet doit reposer sur un substratum de résistivité trop forte. Il semble donc que les changements de contrastes latéraux de résistivité soient devenus prédominants entre décembre 1999 et juillet 2000 (i.e. Telford et al., 1983). Les cratères O-Ana, O-Yama et les parois de la caldeira en cours de formation ont probablement rendu caduque le modèle de résistivité tabulaire calculé en 1999.

La chute de la résistivité, de 360 à 70 Ωm , observée sur la ligne de 600 m entre septembre 1999 et juillet 2000, montre que les 150 premiers mètres de profondeur sous le cratère O-Yama sont devenus une zone de faible résistivité. Au cours de la même période la ligne de 1400 m de long, située à cheval sur le cratère O-Yama, indique une forte augmentation de la résistivité, passant de 180 à 550 Ωm . Si nous considérons le moment où les mesures PS sur la ligne permanente placée le long des lignes du résistivimètre continu montrent une augmentation progressive et temporaire de l'activité hydrothermale, les variations de résistivité sur les premiers 150 mètres de profondeur pourraient avoir débuté en décembre 1999.

Si nous intégrons les observations PS, les variations de résistivité électrique et celles du champ magnétique terrestre (Sasai et al., 2002 ; Zlotnicki et al., 2003), la stabilité de la température du sol et du débit des fumerolles (Kagiya, communication personnelle), et la formation d'une cavité détectée par les levés gravimétriques les jours précédant l'éruption du 8 juillet 2000 (Kaidzu et al., 2000) nous pouvons proposer une interprétation des changements de l'activité du système hydrothermal avant l'éruption (Figure 10). Un regain progressif de l'activité hydrothermale s'est pro-

duit dans la partie méridionale du volcan Miyake-jima entre 1995 et 1999. Mais l'infiltration des eaux météoriques à travers la caldeira Hatcho-Taira et en particulier les cratères O-Yama et O-Ana est devenue le flux hydrique dominant les dernières années précédant l'éruption de 2000 contrairement à l'activité thermique observée au cours des dernières décennies à l'aplomb du cône de 1940 (Figure 10a). L'activité hydrothermale a favorisé l'argillisation des parois des cratères existants comme ceux d'O-Ana qui a contrôlé la forme initiale de la caldeira nouvellement créée. Jusqu'en décembre 1999 l'augmentation du taux d'infiltration des eaux météoriques, comparé à celui des fluides ascendants réchauffés, le long des parois du cratère O-Ana, déduites des mesures PS, pourrait être à l'origine d'une augmentation progressive de la résistivité apparente dans les premières centaines de mètres de profondeur (Figure 10b). Après décembre 1999 une faible réactivation du système hydrothermal a pris place le long des parois des cratères créant un flux hydrothermal ascendant le long de ces interfaces (Figure 10c). Ce phénomène s'est accéléré après avril 2000. Ce modèle d'écoulement pourrait avoir produit la zone de faible résistivité de 150 m d'épaisseur à l'intérieur du cratère O-Yama décelée le 3 juillet sur la ligne de 600 m de long du résistivimètre. Les 550 Ωm mesurés sur la ligne de 1400 m peuvent être interprétés par l'ouverture de fissures dans le volcan, et la formation d'une cavité au-dessus du niveau de la mer, entre le 26 juin et le 3 juillet, quand des séismes tectoniques de forte magnitude ($\leq 6,4$) se sont produits (Fig. 10d) (Kaidzu et al., 2000 ; Sasai et al., 2002). Les fluides du système hydrothermal sont alors drainés par gravité jusqu'à une profondeur de 1 ou 2 km où les séismes volcaniques sont localisés. Après la formation de la caldeira du 8 juillet les fluides sont à nouveau rapidement confinés en profondeur et réchauffés par un apport magmatique situé plus profondément. La pression interstitielle dans les matériaux non consolidés au fond de la caldeira peut dès lors augmenter rapidement et donner lieu à de fortes explosions phréatiques comme celles du 14 juillet et du 18 août 2000.

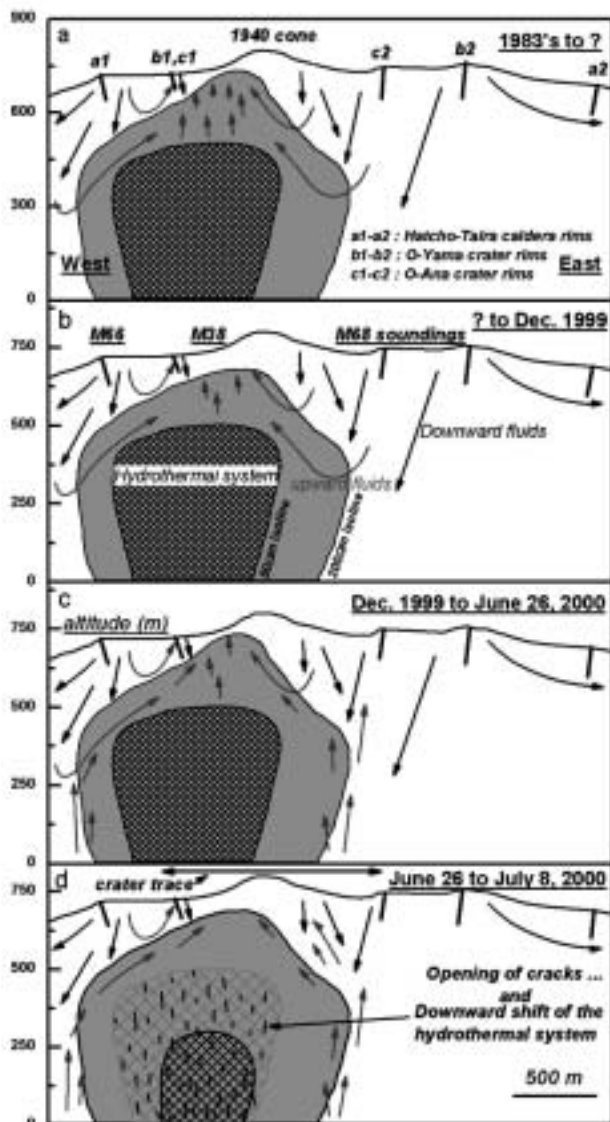


Fig. 10. Schéma interprétatif de l'évolution du système hydrothermal avant l'éruption du 8 juillet 2000

a1-a2 : Limite de la caldeira Hacho-Taira.

b1-b2 : limite du cratère O-Yama.

c1-c2 : Limite du cratère O-Ana.

Les lignes hachurées représentent l'emplacement du système hydrothermal déduit des inversions 1-D (isocontours 50 Ωm). La limite externe de la zone grisée délimite l'iso-contour 200 Ωm . Les flèches noires et grises représentent respectivement les flux gravitaires et ascendants. a, b, c, d, sont les périodes de changement de l'activité du système hydrothermal.

a : Etat quasi-statique initial. b : Déclin de l'activité.

c : Regain d'activité. d : Disparition du système hydrothermal et localisation d'un système hydrothermal résiduel en surface.

REMERCIEMENTS

Ce travail a été fortement soutenu par l'ambassade de France à Tokyo, le ministère des affaires étrangères français, par le programme international de la coopération scientifique (PICS 470) et par la région Centre-Orléans (France). Ce travail a été initié par le Laboratoire de Géophysique d'Orléans, France (LGO-UMR 6530). Nous remercions vivement A. Mille et tous les étudiants qui ont participé à la difficile installation du résistivimètre. Nous remercions V.N Pham et M.J.S. Johnston de leurs utiles commentaires.

REFERENCES

- Adler, P., J.L. Le Mouél, and J. Zlotnicki, 1999., *Electrokinetic and magnetic fields generated by flow through a fracture zone : a sensitivity study for La Fournaise volcano*, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 6, 795-798.
- Antraygues, P. and M. Aubert, 1993. *Self potential generated by two-phase flow in a porous medium: Experimental study and volcanological applications*, *J. Geophys. Res.*, 98, 22273-22281.
- Corwin R.F. and D.B. Hoover, 1979. *The self-potential method in geothermal exploration*, *Geophysics*, 44, 226-245.
- Furaya, M., S. Okubo, Y. Tanaka, W. Sun, H. Watanabe, J. Oikawa, and T. Maekawa. *Caldera formation process during the Miyakejima 2000 volcanic activity detected by spatio-temporal gravity changes, 2001*, *Journ. Of Geography*, 110, 2, 217-225.
- Ishido, T. and H. Mizutani, 1981. *Experimental and theoretical basis of electrokinetic phenomena in rock-water systems and its applications to geophysics*, *J. Geophys. Res.*, 86, 1763-1775.
- Ishido, T. and J.W. Pritchett, 1996. *Numerical simulation of electrokinetic potentials associated with subsurface fluid flow*, *J. Geophys. Res.*, 104, 15247-15259.
- Japan Meteorological Agency, 2000. *Recent seismicity in the Miyakejima and Niijima-Kozushima region, Japan- the largest earthquake swarm ever recorded -*, *Earth Planets Space*, 52, 1-8.
- Journiaux, L., M.L. Bernard, and J.P. Pozzi, 2000. *Streaming potential in volcanic rocks from Mount Pelée*, *Journ. Geophys. Res.*, 105, 8319-8401.
- Kaidzu M., T. Nishimura, M. Murakami, S. Ozawa, T. Sagiya, H. Yarai and T. Imakiire, 2000. *Crustal deformation associated with crustal activities in the northern Izu-islands area during summer, 2000*, *Earth Planets Space*, 52, 9-17.
- Massenet, F. and V.N. Pham, 1985. *Experimental and theoretical basis of self-potential phenomena in volcanic areas with reference to results obtained on Mount Etna (Sicily)*, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 73(2-4), 415-429.
- Michel, S. and J. Zlotnicki, 1998. *Self-potential and magnetic surveying of La Fournaise volcano (Reunion Island): Correlations with faulting, fluid circulation and eruption*, *J. Geophys. Res.*, 103, 17845-17857.
- Morgan, F.D., Williams, E.R., and Madden, T.R.: 1989, *Streaming potential of westerly granite with applications*, *J. Geophys. Res.*, 94, 12449-12461.
- Nishida, Y., N. Matsushima, A. Goto, Y. Nakayama, A. Oyamada, M. Utsugi, and H. Oshima, 1996. *Self-potential studies in volcanic areas (3) Miyake-jima, Esan and Usu*, *J. Fac.Sci., Hokkaido Univ., Ser. 7, 10*, 63-77.
- Parasnis, 1986. *Principles of Applied Geophysics, Fourth Ed.*, Chapman and Hall, 115-125.
- Petiau, G. and A. Dupis, 1980. *Noise, Temperature coefficient, and long time stability of electrodes for telluric observations*, *Geophys. Prospect.*, 28, 792-804.
- Revil, A. and P.A. Pezard 1998. *Streaming electrical potential along faults in geothermal areas*, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 3197-3200.
- Sasai, Y., J. Zlotnicki, Y. Nishida, P. Yvetot, P. Morat, H. Murakami, Y. Tanaka, Y. Ishikawa, S. Koyama, and W. Sekiguchi, *Electromagnetic monitoring of Miyake-jima volcano, Izu-Bonin Arc, Japan: A preliminary report*, *J. Geomag. Geoelectr.*, 49, 1293-1316, 1997.
- Sasai, Y., J. Zlotnicki, Y. Nishida, M. Uyeshima, P. Yvetot, Y. Tanaka, H. Watanabe, and Y. Takahashi, 2001. *Evaluation of Electric and Magnetic Field Monitoring of Miyake-jima Volcano (Central Japan): 1995-1999*, *Annali di Geofisica*, 44, 2, 239-260.
- Tsukui, M. and Y. Suzuki, *Eruptive history of Miyakejima volcano during the last 7000 years, (in Japanese with English abstract)*, *Bull. Volcanol. Soc. Japan, Ser. 2*, 43, 149-166, 1998.
- Sasai, Y., Uyeshima M., J. Zlotnicki, H. Utada, T. Kagiya, T. Hashimoto, and Y. Takahashi, 2002. *Magnetic and electric observations during the 2000 activity of Miyake-jima volcano, Central Japan*. *Earth Phys. Sci. Lett.*, 203, 769-777.
- Telford W.M., Geldart, L.P., Sheriff R.E., and D.A. Keys, 1983, *Applied Geophysics*. Cambridge Univ. Press, London, 633-701.
- Utada, H., Y. Sasai, I. Nakagawa, S. Koyama, Y. Ishikawa, and Y. Hamano, 1984. *Changes in the electrical resistivity associated with the 1983 eruption of Miyake-jima volcano (in Japanese with English abstract)*, *Bull. Volcanol. Soc. Japan, ser 2*, 29, 113-124.
- Utada, H., Y. Sasai, T. Shimomura, T. Yukutake, and T. Yamamoto, 1986. *Changes in the resistivity for the two years after the 1983 eruption of Miyake-jima volcano, (In Japanese)*, *Report on the second Joint Geophysical and Geochemical Observations of Miyake-jima Volcano*, 35-46.
- Zlotnicki J., G. Boudon, J.P. Viodé, J.F. Delarue, A. Mille, and F. Bruère, 1998. *Hydrothermal Circulations Beneath Mount Pelée Inferred by Self Potential Surveying. Structural And Tectonic Implications*, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 84, 73-91.
- Zlotnicki, J., J.L. Le Mouél, Y. Sasai, P. Yvetot, and M.H. Ardisson, 2001. *Self-Potential changes associated with the volcanic activity. Short-term signals associated with March, 9, 1998 eruption*, *Annali di Geofisica*, 44, 2, 335-354.
- Zlotnicki J., Y. Sasai, P. Yvetot, Y. Nishida, M. Uyeshima, F. Fauquet, H. Utada, Y. Takahashi, and G. Donnadieu, 2003. *Resistivity and Self-Potential changes associated with volcanic activity : The July 8, 2000 Miyake-jima eruption (Japan)*, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 205, 139-154.

Section 4.
**Géomagnétisme
et Aéronomie**

**branche française
de l'association internationale
de géomagnétisme et Aéronomie**

Assimilation de données satellitaires et inversion de sources pour l'étude de la composition chimique atmosphérique

SATELLITE DATA ASSIMILATION AND INVERSION OF SOURCES
FOR THE STUDY OF THE CHEMICAL COMPOSITION OF THE ATMOSPHERE

C. CLERBAUX ⁽¹⁾, A. HAUCHECORNE ⁽¹⁾, S. BEKKI ⁽¹⁾, C. GRANIER ⁽¹⁾, M. PIRRE ⁽²⁾, B. SPORTISSE ⁽³⁾,
J-P. ISSARTEL ⁽³⁾ et J-L ATTIE ⁽⁴⁾

⁽¹⁾ Service d'Aéronomie(SA) BP102 – Univ.Paris 6, 4 Place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05

⁽²⁾ Laboratoire de Physique et Chimie de l'Environnement (LPCE), 3A Avenue de la Recherche Scientifique, 45071, Orléans Cedex 2

⁽³⁾ Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, Centre d'Enseignement et de Recherche en Eau, Ville et Environnement (CEREVE), Pole Air, 6-8 Avenue Blaise Pascal, Cité Descartes, 77455 Champs sur Marne

⁽⁴⁾ Laboratoire d'Aérodologie (LA), 14 Avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse.

Human activities are at the origin of emissions of polluted gases that can perturb the chemical composition of the atmosphere and the climate. The measurements of the concentration of atmospheric constituents at global scale is needed to forecast long term consequences of these emissions. Several space missions embarking instruments dedicated to the observation of minor atmospheric species have been launched recently or will be launched in the near future.

The measurements of chemical species are obtained at the global scale with vertical, horizontal and time sampling depending upon the instrument. Data assimilation techniques allow to reconstruct in an optimal way 3D global field of atmospheric parameters starting from a limited data set. They are widely used in weather forecast models and starts to develop in the field of atmospheric chemistry. This paper presents the work made within the French scientific community to develop and implement data assimilation methods in chemistry, dynamics and transport models in order to improve our knowledge of the composition of the troposphere and the stratosphere, using available measurements of atmospheric species (from satellites, balloons and aircrafts).

The work presented here has been done in the frame of French National Program of Atmospheric Chemistry (PNCA) in a coordinated project "Satellite data assimilation and sources inversion for the study of the atmospheric chemistry". It is made in interaction with other PNCA projects, "Chemistry at large scale and chemistry-climate interaction" and "Emissions of chemical compounds and aerosols".

The first part describes studies on the chemical composition of the troposphere. The major scientific issues concern the evolution of the oxydation poten-

tial of the troposphere, in particular:

- the impact of changes in emission of trace gases (CO, CH₄, hydrocarbons, ...);
- the influence of highly industrialized regions on the distribution of chemical species;
- the effect of biomass burning in the tropics. MOPITT (Measurement Of Pollution In The Troposphere) satellite data have been assimilated in a tropospheric Chemistry Transport Model (CTM) to obtain global fields of CO. MOPITT data will be also used to invert sources of CO and CH₄ by data assimilation techniques.

The second part presents development made to assimilate stratospheric ozone and minor species data in several CTM, using both variational and sequential assimilation techniques.

The third part concerns methodologic studies for the use of variational methods in data assimilation in CTM.

INTRODUCTION

Les activités humaines produisent des émissions de polluants qui sont susceptibles de perturber la composition chimique de l'atmosphère et le climat. La mesure de la concentration des constituants atmosphériques à l'échelle globale est donc indispensable si l'on veut pouvoir prévoir les conséquences à long terme de ces émissions. Le présent article présente les travaux effectués au sein de la communauté française sur l'utilisation des techniques d'assimilation de données et d'inversion de sources. Leur objectif est d'améliorer notre connaissance de l'atmosphère terrestre en utilisant les mesures de concentration des constituants atmosphériques (satellites, avions, ballons) afin de contraindre les modèles atmosphériques, tant pour l'étude de la composition de la troposphère que pour l'étude de la chimie stratosphérique. Les techniques d'assimilation de données permettent de reconstituer de

façon optimale des champs globaux 3D de paramètres atmosphériques à partir d'un jeu limité de données. Ces techniques, utilisées depuis longtemps en météorologie, se développent rapidement dans le domaine de la chimie atmosphérique. Ces travaux sont réalisés dans le cadre d'un projet soutenu par le Programme National de Chimie Atmosphérique (PNCA) coordonné par C. Clerbaux. D'autre part ils sont réalisés en interactions avec d'autres projets soutenus par le PNCA :

- Chimie à grande échelle et interactions chimie-climat (coordinateurs D. Hauglustaine et V.H. Peuch) ;
- Emissions des composés chimiques et des aérosols (coordinateurs C. Granier et C. Lioussé).

Les interactions entre ces projets sont présentées sur la Fig. 1.

ETUDE DE LA COMPOSITION CHIMIQUE DE LA TROPOSPHERE

Sous l'influence des activités humaines, la composition chimique de la troposphère évolue et les concentrations de nombreuses espèces varient rapidement. La production d'énergie à partir des combustibles fossiles (charbon, pétrole), l'activité industrielle et agricole, le brûlage de la biomasse, conjugués à la croissance démographique continue, sont les principaux responsables de modification des émissions de constituants atmosphériques mineurs qui régissent la composition chimique de la troposphère, comme le monoxyde de carbone (CO), le méthane (CH₄), les oxydes d'azote (NO_x = NO + NO₂), les hydrocarbures et les composés soufrés. Les quantités supplémentaires de gaz en trace s'additionnent à celles générées par les processus naturels liés aux échanges avec la biosphère (sols, végétation, océans) et aux volcans [WMO, 1999; IPCC, 2001].

Les modifications de la concentration en constituants primaires (gaz émis au niveau de la surface terrestre) induisent des changements dans la concentration des constituants secondaires, qui sont produits par les réactions photochimiques qui se déroulent au sein de l'atmosphère, comme l'ozone (O₃) et le radical hydroxyle (OH). La concentration en OH détermine la capacité oxydante de l'atmosphère, c'est-à-dire son efficacité à détruire les polluants par des processus d'oxydation. Le contrôle des émissions (protocole de Kyoto, convention de Montréal) pour les pays industrialisés et l'accroissement de l'activité économique dans les pays en voie de développement vont induire des modifications importantes dans la distribution des constituants à l'échelle de la planète. En effet, toute modification dans l'émission d'un gaz trace induit des changements au niveau de la concentration en espèces oxydante (O₃ et OH), qui à leur tour affectent la durée de vie des polluants et leur distribution.

Les questions scientifiques majeures pour l'étude de la troposphère concernent l'évolution de sa capacité d'oxydation, en particulier :

- l'impact des modifications d'émission en gaz traces (CO, CH₄, NO_x, hydrocarbures...);
- l'influence des régions fortement industrialisées sur la distribution des espèces ;
- l'effet des émissions liées au brûlage de la biomasse, en particulier dans les tropiques.

Pour étudier la composition de l'atmosphère, de nombreuses missions satellitaires comportant des instruments qui mesurent les concentrations en constituants atmosphériques ont été lancées ou sont proposées pour un lancement dans un futur proche. Les instruments spatiaux combinent sondages troposphériques, stratosphériques et haute-troposphère/basse-stratosphère, pour per-

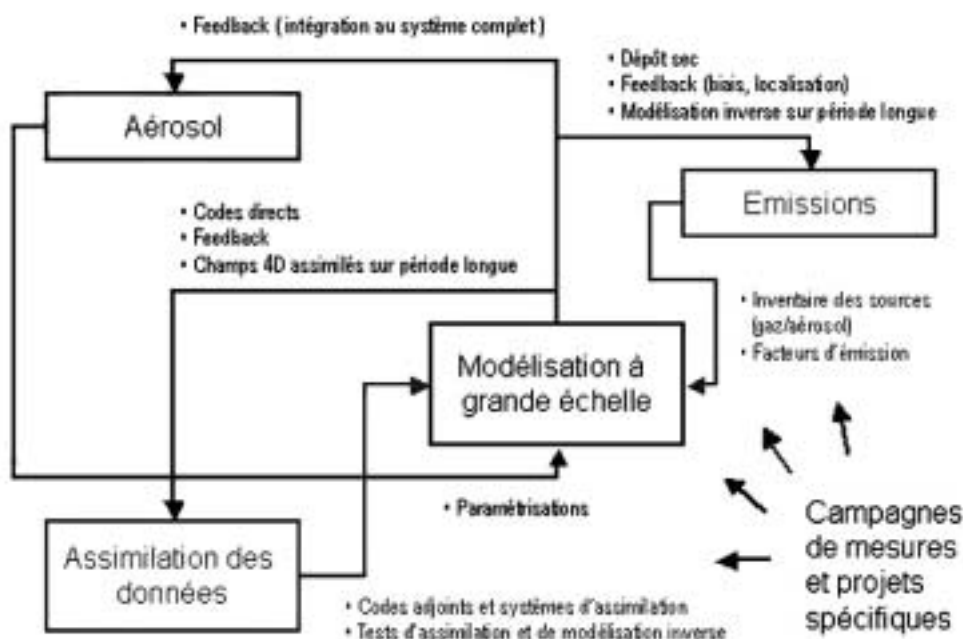


Fig. n°1 : Schéma des interactions entre les différents projets d'étude de la chimie atmosphérique

mettre l'étude des distributions spatio-temporelles des constituants atmosphériques minoritaires à l'échelle globale. Dans la troposphère, les observations depuis l'espace par visée au nadir permettent de mesurer les concentrations des espèces troposphériques avec une bonne couverture géographique et temporelle, au détriment de la résolution horizontale/verticale et de la précision. De ce fait, certaines espèces à courte durée de vie, comme OH, ne sont pas mesurables depuis l'espace. Les campagnes de mesures locales (mesures sol et in-situ) et régionales (avion, ballon) sont en général plus précises, tant d'un point de vue de la résolution spatiale et temporelle que de l'incertitude liée à la mesure. Elles permettent d'une part de valider les mesures satellitaires, d'autre part d'accéder aux concentrations de constituants qui ne peuvent être détectés par un sondeur embarqué sur satellite. L'utilisation de modèles de chimie-transport atmosphérique (CTM on-line ou off-line, régionaux ou globaux) permet de combiner différents types de mesures pour étudier les processus physico-chimiques qui régissent la composition atmosphérique, en utilisant des techniques d'assimilation de données (pour contraindre le modèle par les mesures) ou de modélisation inverse (pour quantifier les sources d'émission). Les instruments actuels fournissent des distributions d'ozone, de CO et de CH₄ et de NO₂ à l'échelle globale. Grâce à l'assimilation de données chimique, la mesure d'un des paramètres peut aussi apporter des informations sur les autres variables calculées et la distribution de certaines espèces chimiques non mesurées.

CHIMIE TROPOSPHERIQUE

Les équipes impliquées dans ce projet ont déjà à leur disposition des données mesurées par satellite pour plusieurs gaz traces, et de nouvelles observations devraient être disponibles dans les prochaines années avec le lancement récent de ENVISAT et le lancement programmé de METOP (2005). L'instrument GOME/ERS2 nous permet d'avoir accès aux distributions à l'échelle globale des contenus intégrés troposphériques en ozone, ainsi qu'en dioxyde d'azote [Velders et al., 2001] et en formaldéhyde. Ces données sont restituées et analysées dans le cadre du contrat européen POET (Precursors of Ozone and their Effects in the Troposphere). L'instrument IMG a volé à bord de la plate-forme ADEOS et a fourni des données pour la période novembre 1996 - juin 1997. L'analyse des spectres atmosphériques enregistrés en visée au nadir a permis la restitution de colonnes totales de CO, CH₄ (Hadjilazaro et al., 2002) et ozone (Turquety et al., 2002). Grâce aux mesures satellitaires réalisées par l'instrument canadien MOPITT (Measurement Of Pollution In The Troposphere; Drummond ; 1992) à bord de la plateforme US Terra depuis décembre 1999, nous disposons aussi maintenant de plusieurs mois de mesures à l'échelle globale de CO. En collaboration avec l'équipe MOPITT du NCAR (Lamarque et al., 1999 ; Katthatov et al., 2000) un module qui utilise un schéma d'assimilation séquentielle avait été implanté dans le modèle de chimie-transport MOZART (Brosseur et al., 1998 ; Hauglustaine et al., 1998) (version 2, forcée par les vents NCEP) pour l'analy-

se des données IMG/ADEOS (Clerbaux et al., 2001). Ces travaux ont permis d'obtenir des distributions globales de CO contraintes par les valeurs observées. Ils ont mis en évidence la nécessité d'améliorer les distributions des émissions de CO associées à la combustion de la biomasse dans le modèle et leurs cycles saisonniers. Les valeurs de rapport de mélange calculées en surface après assimilation des mesures IMG ont été validées avec les quantités mesurées par le réseau NOAA/CMDL durant les mêmes périodes.

Au cours de l'année 2002, ce schéma d'assimilation séquentielle (filtre de Kalman-Bucy) a été implémenté dans les modèles utilisés par notre groupe (MOCAGE/CNRM au LA et LMDz-INCA/IPSL au SA) avec l'aide de deux chercheurs du NCAR (David Edwards et Jean-François Lamarque) qui ont séjourné en France fin 2001-début 2002. Il est constitué d'une librairie de sous-programmes à modifier en fonction des données satellitaires à assimiler. Il est actuellement en cours de test pour l'analyse des champs de CO fourni par l'instrument MOPITT. Une sortie du modèle MOCAGE après un jour d'assimilation de données est représentée Fig. 2.

Nous prévoyons en 2003 d'améliorer le code pour pouvoir l'utiliser sur des périodes de calcul plus longues. Les champs de CO calculés par chacun des modèles en utilisant un jeu de données commun seront comparés et analysés.

Les données MOPITT seront assimilées pour arriver à une distribution du CO aussi réaliste que possible afin d'étudier ensuite la redistribution du CO de la basse/haute troposphère tropicale vers les latitudes subtropicales [Edwards et al., 2003]. Une fois l'assimilation du CO de MOPITT effectuée, nous étudierons la sensibilité des HO_x et de l'ozone simulés par le modèle régional Més0-nh (Lafore et al., 1998; Suhre et al., 2000) contraint par les résultats assimilés du modèle MOCAGE. La question est de savoir si on améliore vraiment la chimie du modèle et dans quelle proportion. Cette étude pourra se faire pendant la période de TRACE-P, expérience de validation de l'instrument MOPITT. Ainsi, nous pourrions comparer notamment des mesures in situ aux résultats Més0-nh avec ou sans contrainte.

Les travaux d'assimilation à l'échelle globale seront étendus à l'assimilation conjointe de l'ozone et de ses précurseurs pour une période déterminée à partir des mesures IMG (CO, CH₄, O₃) et GOME (NO₂). Comme le modèle comprend un cycle chimique complet, la distribution de OH pourra être obtenue puisque les réactions chimiques entre les composés observés correspondent aux principaux processus de production et de destruction photochimique de OH. Les champs de OH ainsi déterminés pourront être utilisés pour l'optimisation des sources par modélisation inverse. A plus long terme, le code d'assimilation pourra être utilisé pour l'assimilation de diverses espèces chimiques et des aérosols.

INVERSION DE SOURCES

Au cours de l'année écoulée nous avons continué le développement d'une méthode numérique permettant de quantifier l'origine du monoxyde de carbone dans l'at-

mosphère. La technique du "tagine" ou "couleurs" permet de calculer en chaque point de l'atmosphère la contribution des différentes sources de CO (anthropique, combustion de la biomasse, sources océanique et biologique, oxydation du méthane et des différents hydrocarbures non-méthaniques). Cette technique, introduite dans les deux modèles de chimie-transport IMAGE (Muller et al., 1995) et MOZART, a permis de développer un schéma d'inversion bayésienne pour le composé chimiquement actif et de courte durée de vie qu'est CO. Les résultats obtenus avec les données du réseau de stations NOAA/CMDL (moyennes mensuelles pour la période 1990-1996) ont montré que les émissions de CO au dessus de l'Asie sont largement sous-estimées si on utilise les émissions de l'inventaire EDGAR-v2 comme a priori pour la période 1990-1996. Par ailleurs, cette étude a montré que la saisonnalité des émissions de CO dues au feu de biomasse au dessus des continents Africain et Sud-Américain issue des travaux de Hao et Liu (1994) ne correspond pas aux observations qui donnent un pic d'émission en septembre et non en octobre. Ces résultats sont présentés dans (Pétron et al., 2001). Nous avons récemment appliqué cette technique aux observations satellitaires du CO effectuées par l'instrument MOPITT. Les outils développés lors de la première étude d'inversion ont été adaptés pour ces nouvelles données et la technique d'inversion a été modifiée pour permettre des calculs plus rapides. Le nombre d'observations mensuelles est passé de 39 à près de 1500. La période couverte pour le moment par les données MOPITT est Mars 2000- Avril 2001. Nous travaillons avec les données MOPITT à 700 hPa. Les premiers résultats montrent la sensibilité de l'inversion aux émissions a priori. Un effort particulier a été consacré à l'amélioration des

émissions dues au "biomass burning", tenant compte des données satellite de mesure des feux mais aussi de facteurs d'émissions révisés. Une comparaison des résultats avec les données CMDL va permettre de tester et valider notre approche.

En utilisant le schéma d'inversion bayésienne décrit ci-dessus, nous continuerons à travailler à l'inversion des sources d'émission de CO à partir des données de l'instrument MOPITT (fournies à 6 niveaux, utilisation des mesures aux stations du réseau CMDL et des mesures avions durant la campagne Trace-P pour la validation). La quantité d'observations disponibles rend le problème de l'inversion moins sous-contraint que pour l'étude utilisant uniquement les observations des stations CMDL. Toutefois, l'inversion reste sensible au transport dans le modèle. Nous préciserons l'impact des vents utilisés (NCEP, ECMWF) sur les résultats de l'optimisation. Dans cette étude, les propriétés statistiques de la matrice d'observation qui lie les sources de CO aux concentrations de CO aux points d'observations sont étudiées. Les conclusions de ce travail permettront d'améliorer la technique d'inversion tout en en précisant les limites.

D'autre part, des développements méthodologiques ont été entamés en utilisant la théorie des rétropanaches (Hourdin and Issartel, 2000). La théorie des rétropanaches est issue du domaine nucléaire où elle a été récemment développée pour identifier, à partir de mesures de concentration, la position des sources ponctuelles de contamination typiques de ce secteur: rejet ou accident de centrale, explosion militaire. Cette théorie établit essentiellement que l'information contenue dans une mesure de concentration d'un traceur linéaire peut être décrite et exploitée au travers d'un rétropanache qui se disperse vers le passé depuis le détecteur. Les traceurs

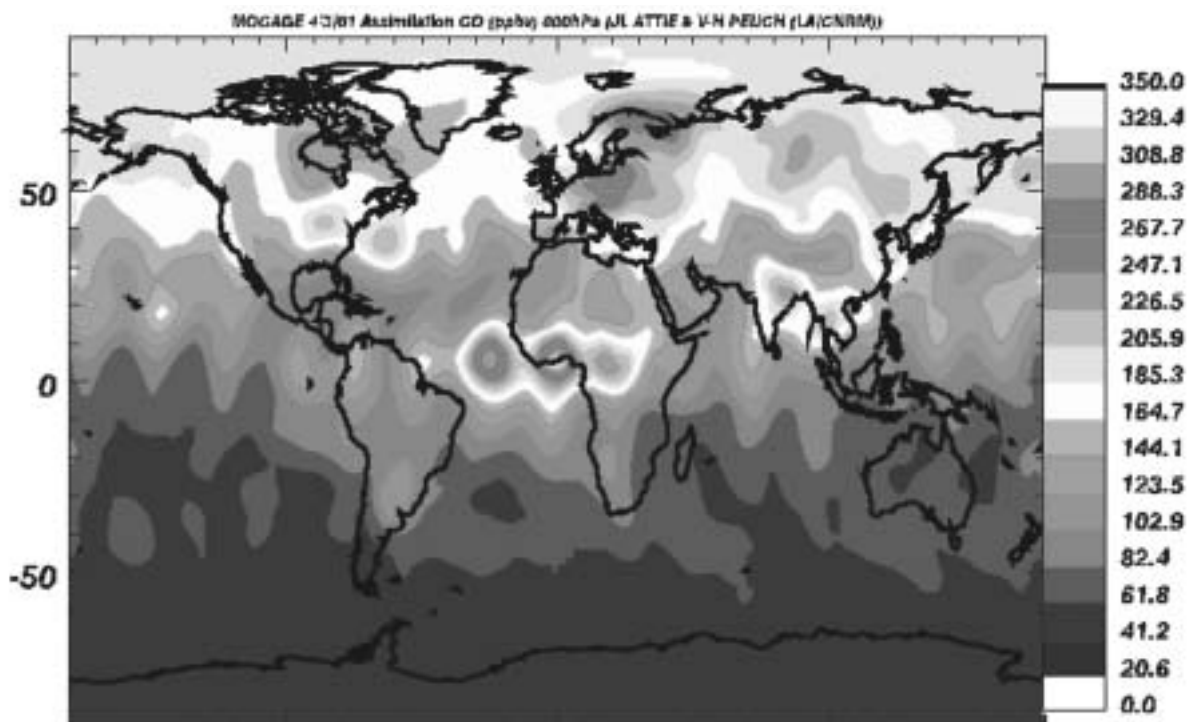


Fig. n°2 : Champ de CO (800 hPa, ppbv) obtenu après un jour d'assimilation des données MOPITT dans le modèle MOCAGE.

VOIR CAHIER COULEUR

concernés par le présent programme sont, eux, émis ou absorbés au sol par des sources de géométrie complexe, diffuses dans l'espace (2D au sol) et dans le temps. Des calculs préliminaires ont montré que la reconstruction d'une telle source était possible au moyen d'une combinaison de rétropanaches. Les principes généraux de cette méthode ont été publiés. Il s'agit d'une méthode fondamentalement linéaire aussi a-t-on prévu d'en poursuivre le développement pour les traceurs suivant dont l'équation de dispersion est essentiellement linéaire: CO₂, CO, CH₄. Les deux derniers traceurs présentent un intérêt supplémentaire qui a également fait l'objet de calculs préliminaires encourageants. Ces traceurs ne sont pas absorbés au sol comme le dioxyde de carbone de sorte que la source à reconstruire est mieux contrainte par la nécessité d'être partout positive.

L'objectif principal étant d'utiliser les flux de mesures disponibles pour reconstituer la géométrie spatio-temporelle des sources de CO, CH₄. Les objectifs secondaires sur lesquels nous prévoyons également de travailler sur deux objectifs secondaires : conception optimale des réseaux d'une part, l'assimilation de données satellitaires d'autre part (concentrations intégrées sur une colonne d'air).

Avant d'utiliser la méthode sur les sources réelles diffuses, on l'appliquera à un cas test académique afin de tester ses qualités intrinsèques et de régler des points méthodologiques secondaires. La source académique retenue est ETEX avec sa base de donnée. Cette source n'est pas diffuse mais concentrée sur le village breton de Monterfil pour une durée de douze heures. Cette source permettra donc de tester le degré de résolution spatiale et temporelle de la méthode de reconstruction proposée. L'idéal serait naturellement de reconstruire un "pic" lorsque la source, connue, est un pic. Si le pic reconstruit est très émoussé il faudra soit se contenter de reconstruire des sources assez lisses, soit envisager d'utiliser un réseau de mesures plus dense.

Au cours de l'année 2003 les études suivantes seront abordées :

- Reconstruction d'une source académique à méso-échelle. Nous proposons d'utiliser les données de la campagne ETEX pour reconstruire la source dont la géométrie simple est bien connue. On travaillera d'abord sans, puis avec la contrainte de positivité. On utilisera le code POLAIR avec une grille restreinte à la région Europe de l'ouest – Atlantique nord. Cette étape doit permettre de mieux définir les conditions d'application de la méthode et d'en circonscrire la précision.
- Reconstruction d'une source académique à échelle planétaire. On reproduira le résultat précédent en utilisant cette fois un maillage planétaire et, probablement, le code MOCAGE. L'objectif de cette phase sera de développer les méthodes nécessaires à la gestion de deux problèmes pratiques. D'une part le temps caractéristique des échanges inter hémisphériques est de deux ans. Cela signifie que chaque rétropanache contient encore, deux ans en arrière, un peu d'information. Il conviendra donc de voir comment cette information peut-être extraite en évitant de calculer les

rétropanaches sur des délais numériquement prohibitifs. D'autre part les réseaux de mesures produisent un flux continu de données. Il serait commode d'assimiler ces données sur une fenêtre de temps glissante qui intégrerait en permanence les nouvelles mesures et abandonnerait de plus anciennes.

- Reconstruction des sources réelles diffuses de CO et CH₄ à partir des bases de données disponibles sur les réseaux de stations au sol.

ETUDE DE LA CHIMIE DE L'OZONE DANS LA STRATOSPHERE

L'impact de l'activité humaine sur la composition de la stratosphère s'est manifesté de façon indubitable par la mise en évidence du trou d'ozone au printemps au-dessus de l'Antarctique à partir de 1985. Le rôle des chlorofluorocarbures (CFCs) inertes dans la troposphère mais pouvant être photolysés dans la stratosphère et conduire à la destruction d'ozone par des cycles impliquant les espèces actives du chlore (ClO, Cl, Cl₂O₂,...) a été clairement établi. Le Protocole de Montréal et ses amendements successifs ainsi que le respect de ce premier règlement international concernant l'environnement par une grande majorité des pays signataires, ont conduit à partir de 1996 à une stabilisation et maintenant à une diminution dans la troposphère des espèces sources les plus abondantes (comme CFC-11 et CFC-12).

Le maximum du chlore total dans la stratosphère semble avoir été atteint vers l'an 2000 avec une valeur de 3.8 ppb. Parmi les facteurs qui peuvent moduler les phénomènes de destruction d'ozone dans la stratosphère on peut citer : la modification de la dynamique atmosphérique globale qui peut accroître ou diminuer les échanges des composés halogénés entre les vortex polaires et les moyennes latitudes, l'évolution des composés NO_y qui selon le niveau d'altitude peuvent contribuer à détruire l'ozone ou à jouer un rôle tampon vis-à-vis des espèces chlorées et les modifications de la concentration et de la structure thermique de la haute troposphère/basse stratosphère (UT/LS), région qui détermine les échanges entre les deux compartiments.

Les questions scientifiques majeures pour l'étude de la stratosphère concernent donc l'observation, la compréhension et la modélisation de l'évolution de O₃ sur une échelle décennale :

- Quels sont les processus qui déterminent (et déterminent) les pertes chimiques de l'ozone stratosphérique ;
- Quelle est l'origine de la modulation interannuelle de la destruction de l'ozone par les phénomènes dynamiques et le changement de la composition chimique de l'UT/LS
- Quels sont les forçages radiatifs et les rétro actions qui déterminent la structure thermique et la dynamique de la basse stratosphère (pour la formation des PSCs en particulier) ;
- Comment quantifier l'impact des échanges troposphère-stratosphère sur la chimie atmosphérique et le climat (augmentation de H₂O et diminution de T stratosphérique).

L'étude de la stratosphère et de son interaction avec le climat repose aussi en grande partie sur les observations satellitaires qui sont les seules à pouvoir fournir une vision globale. L'analyse du transport atmosphérique à petite échelle horizontale (20 à 100 km) a connu un essor important lors de ces dernières années. Cela a permis entre autre l'étude des barrières dynamiques en stratosphère tels que le bord du vortex polaire et la barrière sub-tropicale. Les concentrations d'un grand nombre d'espèces chimiques sont mesurées dans la stratosphère et la haute troposphère par des satellites emportant des instruments de mesures de ces espèces. Il s'agit en premier lieu d'ENVISAT (instruments GOMOS, SCIAMACHY, MIPAS) mais aussi de ODIN, SAGE III et bientôt ADEOS II. La communauté scientifique se prépare à utiliser ces données afin, en particulier, de tester la bonne connaissance des mécanismes photochimiques dans différentes conditions. La communauté française dispose, de plus, d'instruments sous ballons stratosphériques qui outre leur grande importance dans les campagnes de validation apportent des mesures complémentaires aux mesures satellitaires : espèces non mesurées par les satellites, évolution diurne des espèces, mesures in situ. La répartition spatio-temporelle des observations satellitaires est souvent très inhomogène et il est difficile d'obtenir des coïncidences spatio-temporelles parfaites entre les mesures satellitaires et celles de validation (mesures avions, ballons et sol). De plus l'inhomogénéité des mesures satellitaires rend difficile l'utilisation de ces données dans des études sur les processus atmosphériques ou climatologiques pour lesquelles on a besoin de disposer de champs 3D homogènes globaux des variables atmosphériques au lieu de simples séries de mesures successives. L'assimilation de données chimiques dans les modèles de chimie transport permet une interpolation "intelligente" des données satellitaires sur des grilles régulières permettant de les comparer de façon cohérente avec d'autres mesures, sol en particulier. Elle peut permettre aussi d'effectuer des études plus fines de la photochimie des espèces chimiques en combinant de manière optimale des mesures et des simulations de modèles. Plusieurs des espèces impliquées dans la chimie de l'ozone possèdent des temps de vie inférieurs à quelques jours. L'objectif du projet est tout d'abord de valider la mesure de ces espèces pour un instrument satellite donné à partir de la mesure d'autres instruments sous ballons ou à bord d'autres satellites. L'ensemble de ces mesures sera ensuite utilisé pour tester la connaissance de la photochimie relativement rapide de la stratosphère et de la haute troposphère dans différentes conditions d'altitude, de latitude, de saison et de composition particulière de l'atmosphère (aérosols dont le contenu pourrait varier au cours de la mission ENVISAT, suies, cirrus, PSC). Les travaux entamés au LPCE ont été poursuivis. Une première étude avait permis de démontrer l'intérêt de l'assimilation de données chimiques pour la validation des mesures satellitaires à partir de mesures effectuées sous ballons stratosphériques (NO_2 et O_3 dans ce cas). Dans cette étude, il a tout d'abord été vérifié que des mesures de l'instrument AMON et des instruments satellitaires

HALOE et SAGE 2, bien que réalisées à plusieurs jours d'intervalle, étaient situées dans les mêmes masses d'air. Le code d'assimilation a alors recherché le meilleur accord entre l'ensemble des mesures et les concentrations des espèces chimiques simulées par le modèle, aux différents points de mesures. Cette étude a été présentée en détail à l'ESTEC en mai 2001 (Taupin et al., 2001). Le modèle lagrangien avec le code d'assimilation développé au NCAR par Khatatov a été utilisé pour cette étude.

La première application réelle de l'utilisation de l'assimilation pour la validation des instruments satellitaires à partir de ce même code et des mesures ballons a été faite dans le cadre de la validation des instruments dédiés à l'aéronomie du satellite ODIN. Les résultats du vol de SPIRALE du 20 juin 2001 depuis Gap ont été utilisés à cet effet. Les profils de concentration des espèces suivantes ont été obtenus : O_3 , CO , N_2O , NO_2 , HNO_3 , COF_2 , HOCl , H_2O_2 . Cette étude n'a pas encore été menée à son terme, car du au problèmes qu'a rencontré ODIN en 2001, les mesures de ce satellite ne sont pas encore disponibles. Une étude a cependant été faite pour tenter de valider la mesure par SPIRALE de molécules effectuées pour la première fois au cours de ce vol (HNO_3 , HOCl et H_2O_2 en particulier). A partir de trajectoires de dix jours calculées dans le passé et vers le futur depuis les profils mesurés par SPIRALE, des recherches de coïncidences avec les satellites SAGE 2 ont été effectuées. La pertinence des coïncidences trouvées avec les trajectoires a été vérifiée par comparaison des histoires thermiques et de la vorticité potentielle des mesures satellites et des trajectoires calculées. Les mesures SPIRALE de O_3 , NO_2 , HNO_3 , HOCl , H_2O_2 et les mesures de O_3 et NO_2 de SAGE II ont été assimilées. Le résultat de l'assimilation montre un bon accord entre les mesures de O_3 et de NO_2 par SAGE et SPIRALE. La comparaison entre les autres mesures de SPIRALE (HNO_3 , HOCl , H_2O_2) et les résultats de simulations montrent également un bon accord. Les nouvelles mesures de SPIRALE semblent donc consistantes avec les résultats de simulations. Cette étude sera reprise quand les mesures d'ODIN seront disponibles.

Parallèlement à ces études utilisant le code d'assimilation développé au NCAR, deux modules d'assimilation de données chimiques couplés au modèle lagrangien MiPLASMO ont été développés. Ces modules permettent l'assimilation des mesures chimiques le long des trajectoires par analyse variationnelle ou analyse séquentielle (Fig. 3).

L'analyse variationnelle permet de minimiser l'écart entre les mesures chimiques et les résultats du modèle et de s'affranchir des problèmes liés à l'initialisation chimique du modèle. Par itération l'écart mesure/modèle est réduit à l'aide d'une procédure de minimisation qui recalcule à chaque itération les concentrations initiales nécessaires afin d'obtenir le meilleur accord entre les mesures et les résultats du modèle. Cette méthode est utilisée pour assimiler des données chimiques éparées le long de la trajectoire. L'analyse séquentielle permet de même de minimiser l'écart entre les mesures chimiques et les résultats du modèle. Cependant elle n'opère pas sur la correction des concentrations chimiques initiales. C'est une méthode

numérique de type prédicteur-correcteur. Chaque fois qu'une mesure existe le long de la trajectoire les concentrations calculées aux pas de temps précédent sont corrigées. Cette méthode est utilisée pour assimiler des données chimiques nombreuses le long de la trajectoire. Ces deux techniques d'assimilation sont schématisées ci-dessous. Des travaux ont débuté sur l'assimilation séquentielle des données SMR sur ODIN dans le modèle 3D de chimie-transport ROSE/MSDOL en choisissant la campagne de validation ballon d'août 2001 à Kiruna. Les champs obtenus ont été comparés avec les mesures de GOME et de POAM III. L'accord obtenu est satisfaisant compte tenu des barres d'erreur des mesures SMR. Nous avons mis au point le schéma d'assimilation de profils d'ozone dans le modèle d'advection isentrope à haute résolution horizontale MIMOSA. Ce schéma a été validé en assimilant des données d'ozone MLS sur UARS (Fierli et al.2002). Les données MLS ont été assimilées entre 30 et 90°N sur le niveau 550 K en février 1996.

La concentration d'ozone initialement élevée dans le vortex, converge rapidement vers une valeur faible. Après une période d'initialisation du modèle, l'erreur de prédiction décroît régulièrement pendant la période pendant laquelle on assimile des données.

L'année 2003 sera consacrée à la validation des données des instruments de mesures d'espèces chimiques stratosphériques des satellites ENVISAT (GOMOS, SCHIAMACHY, MIPAS) et ODIN. Cette validation sera effectuée à l'aide :

- des mesures des instruments sous ballon SPIRALE, AMON et SALOMON et si possible des autres instruments sous ballon utilisés pour la validation: LPMA, SAOZ, SDLA, TRIPLE et MIPAS. Les mesures ballons ont été effectuées depuis Gap en juin 2001, Aire sur l'Adour en septembre 2002 et depuis Kiruna en Août 2002. D'autres le seront en janvier et février 2003 depuis Kiruna.
- du modèle lagrangien MiPLASMO avec ses codes d'assimilation séquentielle et variationnelle.

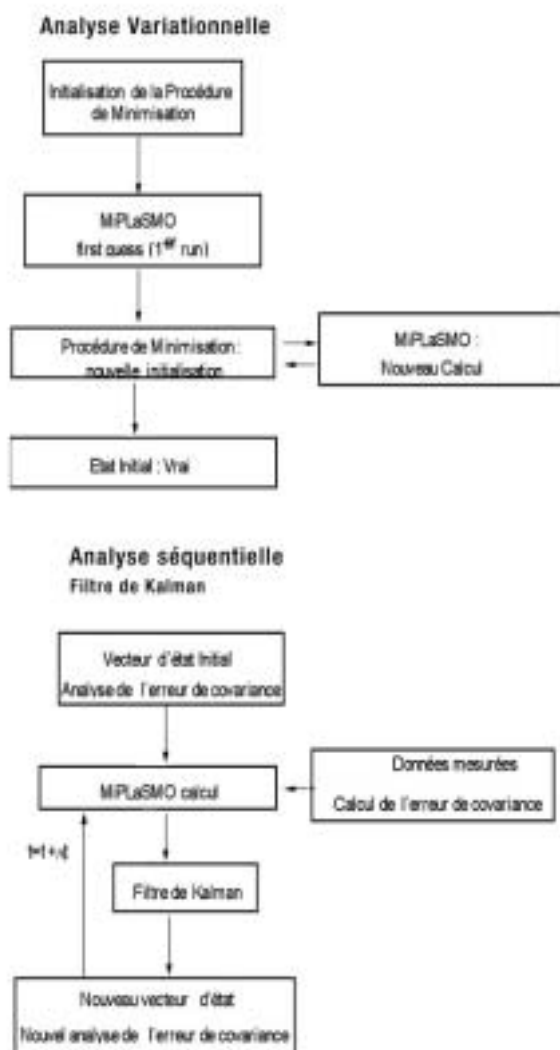


Fig. n° 3: Schéma de principe des 2 types d'assimilation variationnelle et séquentielle dans le modèle lagrangien MIPLASMO

Ce travail est en fait un complément aux études de validation directe de ces instruments. Cette validation directe est obtenue quand les mesures sous-ballon et satellitaire sont effectuées en coïncidence spatiale et temporelle. C'est évidemment la meilleure méthode de validation quand elle est possible. Les coïncidences ne sont cependant pas toujours parfaites et même parfois complètement inexistantes. C'est le cas en particulier du vol de SPIRALE de septembre 2002 dont l'objectif était principalement la validation des mesures de MIPAS. Les conditions de rendez-vous étaient excellentes mais MIPAS a du être arrêté. Cet arrêt a été décidé avant que les mesures de SPIRALE n'aient pu avoir lieu mais l'information de cet arrêt n'a été connue qu'après son lancement. Seules des mesures de MIPAS, au plus tôt, 2 jours avant le lancement de SPIRALE sont disponibles à proximité d'Aire sur l'Adour. L'étude que l'on propose doit contribuer à la validation des mesures satellitaires mais est dépend du modèle. Elle consiste à rechercher le plus de mesures possibles d'espèces chimiques depuis des ballons ou des satellites, en différents lieux géographiques, jours et heures locales, mais dans une même masse d'air. Des trajectoires ou des faisceaux de trajectoires de masses d'air seront calculées vers l'avant ou vers l'arrière depuis, principalement, les lieux et dates de mesures des instruments SPIRALE, SALOMON et AMON en septembre 2002 et en janvier 2003. L'assimilation de ces données sera effectuée séquentiellement ou de façon variationnelle sur ces trajectoires à l'aide du modèle lagrangien. L'objectif de ce travail est de vérifier la consistence des mesures et des modèles. En cas d'accord on peut admettre que modèles et mesures sont validées. En cas de désaccord, il faut poursuivre l'étude pour rechercher si ce sont les modèles (calculs de trajectoires ou chimie) ou les mesures (en général ou celles d'un instrument en particulier) qui sont défectueuses.

D'autre part, le projet OZVAL sera poursuivi en 2003 autour de 2 axes :

- 1) Un axe semi-opérationnel dans lequel sera poursuivi de l'assimilation séquentielle des données SMR sur ODIN et début de l'assimilation des données GOMOS et MIPAS sur ENVISAT dans le modèle 3D de chimie-transport ROSE/MSDOL. Les champs 3D seront produits sur les périodes des campagnes de validation ballon des instruments et mis à la disposition des scientifiques sur la base de données ETHER;
- 2) Un axe recherche dans lequel sera entrepris l'assimilation séquentielle des données SMR sur ODIN et GOMOS et MIPAS sur ENVISAT dans le modèle d'advection isentrope à haute résolution horizontale MIMOSA pour les mêmes périodes de validation ;
 - l'optimisation des paramètres du schéma d'assimilation (distance de corrélation, taux de croissance de l'erreur modèle, erreur de représentativité des mesures) par comparaison entre l'erreur des prévisions du modèle et la différence observations moins prévisions;
 - l'assimilation de produits de niveau 1B (nombre de molécules le long de la ligne de visée pour GOMOS et température de brillance pour SMR) dans le modèle ROSE/MSDOL ;
 - l'assimilation variationnelle des données de SMR, GOMOS et MIPAS dans un modèle de chimie le long d'une trajectoire pour l'étude de la photochimie rapide (oxydes d'azote, ClO, ...).

ASPECTS METHODOLOGIQUES POUR L'ASSIMILATION DE DONNEES VARIATIONNELLES

Les travaux à caractère plus méthodologique ont porté sur l'application des méthodes variationnelles à l'assimilation de données pour les CTMs. Les principaux axes de travail ont porté sur :

- L'utilisation des approches 4D var pour l'assimilation de données chimiques.
La génération de l'adjoint de POLAIR a été effectuée avec le différentiateur automatique ODYSSEE de l'INRIA. POLAIR avait été développé afin de permettre une automatisation maximale dans un contexte le plus modulaire (multi-mécanismes chimiques via un préprocesseur). Ceci permet en pratique de pouvoir disposer du modèle adjoint pour n'importe quel mécanisme chimique. Le résultat est un modèle adjoint validé par des tests classiques (ex : tests du gradient), qui présente de bonnes performances en terme de mémoire et de CPU (un ratio de 5 à 8 avec le direct). Des pré-runs académiques (expériences synthétiques 1D) ont été réalisés avec cet outil couplé avec un algorithme de minimisation classique (BFGS): modélisation inverse d'émission dans un CTM, assimilation de colonnes. Ce modèle adjoint peut être mis à la disposition d'autres équipes.
- La sensibilité des résultats de l'assimilation aux paramètres du système et réseau optimal de mesures.
Les travaux ont porté sur la sensibilité des résultats aux

divers paramètres du système d'assimilations (ex : observations, position des capteurs, paramètres physiques supposés connus). Ceci met en œuvre, dans un contexte variationnel, les techniques dites du "second ordre". L'adjoint du second ordre de POLAIR est également généré automatiquement et permet de mener de telles études de sensibilité qui sont en cours sur des cas académiques. Ces approches sont notamment comparées aux approches de type SVD (Singular Value Decomposition).

Une réflexion a été menée sur l'impact du caractère multi-échelle des échelles de temps de la chimie atmosphérique sur le système d'assimilation, en distinguant notamment le comportement des espèces lentes des espèces rapides. L'aspect variationnel sera prochainement appliqué au cas multiphasique (aérosols). Dans un premier temps, le modèle utilisé sera un modèle de type modal qui représente la distribution granulométrique sous forme d'une combinaison linéaire de fonctions log-normales en un paramètre de taille (exemple : le diamètre). Des tests synthétiques seront effectués dans le contexte multiphasique. Sur un plan purement numérique, le différentiateur automatique sera ODYSSEE ou TAPENADE (nouveau projet INRIA).

D'autre part des études seront effectuées sur les aspects suivants :

- Réduction de modèles et assimilation de données.
Les modèles de chimie atmosphérique mettent en œuvre un grand nombre de degrés de liberté. Dans le prolongement de la réflexion menée sur l'impact des échelles de temps, le couplage de méthodes de réduction avec le 4D var va être effectué : on citera notamment les méthodes de type HDMR (look-up table par troncature d'expansion multivariée) et de type EOF (réduction de l'espace de contrôle). Ce point est essentiel pour la suite des applications.
- Analyse du second ordre.
Les recherches sur les analyses de second ordre vont être appliquées, les outils et la méthodologie étant en place, à un cas académique d'optimisation d'un réseau d'observation pour une application à la qualité de l'air.
- Assimilation directe de radiance.
Ce travail a été initié sur un exemple synthétique dans le spectre visible. L'objectif sera de comparer une approche découplée et une approche directe (calcul d'une colonne par inversion d'un modèle radiatif puis assimilation d'une colonne dans un CTM versus assimilation directe des données radiatives dans un modèle couplé CTM/radiatif).

Dans l'état actuel des réflexions, le choix entre une approche séquentielle et une approche variationnelle n'est pas encore complètement effectué. En effet, l'approche séquentielle a le mérite d'être plus simple à mettre en œuvre mais elle nécessite pour que la comparaison soit pertinente que la définition des covariances d'erreur soit faite de manière cohérente entre les deux approches.

L'approche variationnelle est de ce point de vue plus aisée mais elle nécessite de disposer d'un modèle adjoint pour le code radiatif, ce que nous n'avons pas au jour d'aujourd'hui. Si l'approche variationnelle était finalement préférée, un modèle radiatif simplifié (ne simulant par exemple que les pics d'absorption de l'application effectivement visée, à savoir typiquement pour l'ozone troposphérique) serait d'abord adjointisé avant dans un second temps d'aller vers un modèle plus complexe.

REFERENCES

- Brasseur G. P., D. A. Hauglustaine, S. Walters, P. J. Rasch, J.-F. Müller, C. Granier, and X. X. Tie, MOZART: A global chemical transport model for ozone and related chemical tracers, Part 1, Model description, *J. Geophys. Res.*, 103, D21, 28,265-28,289, 1998.
- Clerbaux C., J. Hadji-Lazaro, D. Hauglustaine, G. Mégie, B. Khattatov and J.-F. Lamarque, Assimilation of CO satellite measurements using a three-dimensional chemistry-transport model, *J. Geophys. Res.*, 106, (D14), 15,385, 2001.
- Drummond, J.R., Measurements of the pollution in the troposphere (MOPITT), *The use of EOS for studies of Atmospheric Physics*, edited by J.C. Gille and G. Visconti, pp 77-101, Noth-Holland, New York, 1992.
- Edwards D. P., J.-F. Lamarque, J.-L. Attié, L. K. Emmons, A. Richter, J.-P. Cammas, L. V. Lyjak, G. L. Francis, J. C. Francis, J. C. Gille, J. R. Drummond and the NCAR MOPITT Team, Tropospheric ozone over the tropical atlantic: the satellite perspective., *J. Geophys. Res.*, in press, 2003.
- Fierli, F., A. Hauchecorne, S. Bekki, B. Theodore and O. Fanton d'Andon, Data assimilation of stratospheric ozone using a high-resolution transport model, *Geophys. Res. Lett.*, 29(10), 10.1029/2001GL014272, 2002.
- Hadji-Lazaro J., C. Clerbaux, S. Turquety, D. Hauglustaine, B. Khattatov, Trace gases concentrations retrieval from measurements provided by a nadir looking Fourier transform spectrometer, in *Optical Spectroscopic Techniques, Remote Sensing and Instrumentation for Atmospheric and Space Research IV*, A. M. Larar, M. G. Mlynczak Editors, Proceedings of SPIE Vol.4485, 1-8, 2002.
- Hao, W. M., and M.-H. Liu, Spatial and temporal distribution of tropical biomass burning. *Global Biogeochem.*, 8, 495-503, 1994.
- Hauglustaine D., G. P. Brasseur, S. Walters, P. J. Rasch, J.-F. Müller, L. K. Emmons, and M. A. Carroll, MOZART: A global chemical transport model for ozone and related chemical tracers, Part 2, Model results and evaluation, *J. Geophys. Res.*, 103, D21, 28,291-28,335, 1998.
- Hourdin, F. and J.-P. Issartel, Sub-surface nuclear test monitoring through the CTBT xenon network, *Geophys. Res. Letters*, 27, 15, 2245-2248, August 1, 2000.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), *Climate Change 2001: The Scientific Basis*, Cambridge Univ. Press, 2001.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), *Climate Change 2001: The Scientific Basis*, Cambridge Univ. Press, 2001.
- Khattatov, B. V., J.-F. Lamarque, L. V. Lyjak, R. Menard, P. Levelt, X. Tie, G. P. Brasseur, J. C. Gille, *Assimilation of satellite observations of chemical species in global chemistry-transport model*, *J. Geophys. Res.*, 105, 29,135-29,144, 2000.
- Lafore, J. P., J. Stein, N. Asencio, P. Bougeault, V. Ducrocq, J. Duron, C. Fischer, P. Hereil, P. Mascart, J. P. Pinty, J. L. Redelsperger, E. Richard, and J. Vila-Guerau de Arellano, *The Meso-NH Atmospheric Simulation System. Part I: Adiabatic formulation and control simulations*. *Annales Geophysicae*, 16, 90-10, 1998.
- Lamarque, J.-F., B. V. Khattatov, J. C. Gille, and G. P. Brasseur, Assimilation of Measurement of Air Pollution from Space (MAPS) CO in a three-dimensional model, *J. Geophys. Res.*, 104 (D21), 26,209-26,218, 1999.
- Muller, J.-F., and G. Brasseur, IMAGES: A three-dimensional chemical transport model of the global troposphere, *J. Geophys. Res.*, 100, 16,445-16,490, 1995.
- Pétron G., C. Granier, B. Khattatov B., J.F. Lamarque, V. Yudin, J.F. Müller, and J. Gille, Inverse modeling of carbon monoxide surface emissions using NOAA-CMDL network observations, *J. Geophys. Res.*, sous presse, 2002.
- Suhre K., V. Crassier, C. Mari, R. Rosset, D.W. Johnson, S. Osborne, R. Wood, M.O. Andreae, B. Bandy, T.S. Bates, S. Businger, C. Gerbig, F. Raes, J. Rudolph, : Chemistry and aerosols in the marine boundary layer: 1-D modelling of the three ACE-2 Lagrangian experiments, *Atmos. Env.*, 34, 5079-5094, 2000.
- Taupin F.G., M. Pirre, S. Bekki, B. Khattatov and B. Knudsen, On the use of variational assimilation on trajectories for validation of Envisat atmospheric short-lived species measurements, ESTEC pre-Launch Workshop on the Atmospheric Chemistry Validation of Envisat (ACVE), 2001.
- Turquety, S., J. Hadji-Lazaro, and C. Clerbaux, First satellite ozone distributions retrieved from nadir high-resolution, infrared spectra, *Geophys. Res. Letters*, soumis, 2002.
- Velders, G. J. M., C. Granier, R. W. Portmann, K. Pfeilsticker, M. Wenig, T. Wagner, U. Platt, A. Richter, and J. P. Burrows, Global NO₂ columns: comparing model calculations with GOME measurements, *J. Geophys. Res.*, 106, 12643-12660, 2001.
- World Meteorological Organization (WMO), *Global Ozone Research and Monitoring Project, Scientific assessment of ozone depletion: 1998, Rep.44*, Geneva, 1999

Anomalies magnétiques et datation des fonds océaniques : quarante ans après Vine et Matthews

MAGNETIC ANOMALIES AND AGE OF THE SEAFLOOR :
FORTY YEARS AFTER VINE AND MATTHEWS

J. DYMENT

Laboratoire de Géosciences Marines, CNRS UMR 7097,
Institut de Physique du Globe de Paris (jdy@ipgp.jussieu.fr)

By interpreting the marine magnetic anomalies as resulting from seafloor spreading, Vine and Matthews (1963) gave way to the wide recognition of Plate Tectonics as the new paradigm of Geosciences. For the last 40 years, most of the ocean basins has been dated using these anomalies, allowing the history of these basins and the surrounding continents to be reconstructed up to 160 Ma.

However, various difficulties have not allowed this technique to provide a complete age map of the World's ocean. To be practicable, dating the seafloor using scalar sea-surface magnetic anomalies requires a magnetisation vector non collinear with the orientation of the 2D magnetic lineations; the absence of external field perturbation; the frequent occurrence of magnetic reversals, to offer a sufficient resolution; and a relatively regular tectonic history, to obtain long continuous magnetic anomaly sequences. The methodological problem which wipe out the anomalies in the case of submeridian lineations near the Equator is related to the very nature of the scalar magnetic anomalies and can easily be solved by using vector instead of scalar magnetometers. The geomagnetic problem of external field perturbations at both high latitudes and a narrow band centred on the magnetic Equator may be solved by the use of magnetic gradiometers. The paleomagnetic problem of long periods with a constant polarity, which limits the time resolution of the method and occasionally makes it totally ineffective (between 83 and 118 Ma) may find a solution with the discovery of new geomagnetic markers within these long periods. Finally, the geological problem of magnetic anomaly sequences too short to be unequivocally dated, observed in tectonically complex ocean basins, back-arc basins, basins isolated by a ridge jump... generally finds a solution with the acquisition of high resolution magnetic data using deep towed magnetometers or vector magnetometers installed on deep submarine vehicles. Although the ocean basins which are not satisfactorily dated so far only represent 20 to 30 % of the whole ocean floor, they often represent key areas to globally understand the tectonic history of our planet.

As already mentioned, a part of the difficulties finds a solution through the application of existing technologies, although such technologies are unfortunately not used as often as they should. Scalar and vector magnetometers are indeed cheap instruments, and even the attitude sensors become more affordable, making possible a variety of complementary instruments such as shipboard vector magnetometers, surface or deep towed vector magnetometers coupled to attitude sensors, deep sea vector magnetometers to be installed on various submarine vehicles, deep towed scalar magnetometers, combination of several scalar or vector magnetometers to measure vertical and horizontal gradients...

Another part of the difficulties can be solved through the acquisition of high resolution magnetic data, using deep towed magnetometers or magnetometers installed on a deep-sea vehicle. As shown by experiments carried out in areas formed at very different spreading rates, the magmatic oceanic crust is indeed a good recorder of the complex geomagnetic field fluctuations. The addition of temporal markers, either geomagnetic excursions or intensity variations, lengthens the investigated sequences and reduces the uncertainty in the identification of these sequences. Moreover, information on the detailed shape of each anomaly allows better identifications. How well these variations appear on deep-sea magnetic anomaly profiles only depends on the spreading rate and the measurement altitude. Such deep-sea magnetic anomaly profiles should therefore allow dating of the seafloor with an unprecedented resolution.

The concept developed 40 years ago by Vine and Matthews (1963) to explain the sea-surface scalar magnetic anomalies is valid in a much wider range of scales. Deep-sea magnetic data from both deep tow and submersible surveys reveal seafloor spreading anomalies at a kilometeric resolution, providing access to a time resolution of 10 to 100 ka.

Conversely, long-wavelength (200-2000 km) seafloor spreading magnetic anomalies, such as those associated to the Cretaceous Quiet Zones, are observed as high as 400 km on satellite magnetic anomaly data.

L'APPROCHE CONVENTIONNELLE

Les anomalies magnétiques sont utilisées depuis quarante ans (Vine & Matthews, 1963) pour dater les fonds océaniques. Le succès de cette méthode repose sur le fait que (1) le champ géomagnétique s'inverse de manière irrégulière au cours des temps géologiques; (2) la croûte océanique se forme assez régulièrement à l'axe des dorsales océaniques; et (3) les roches de cette croûte, et notamment les basaltes extrusifs, acquièrent lors de leur refroidissement une aimantation rémanente de même polarité et de même direction que le champ magnétique ambiant. Sous la combinaison de ces trois facteurs, la croûte océanique se présente sous la forme de bandes d'aimantation alternativement "normale" (c'est-à-dire formées alors que le champ géomagnétique présentait une configuration similaire à l'actuelle) et "inverse", qui créent les anomalies magnétiques enregistrées à la surface des océans. Quand elle fut proposée par Vine et Matthews en 1963, cette interprétation des anomalies magnétiques océaniques donna aux théories mobilistes la preuve décisive qu'il leur manquait, permettant l'acceptation de la Tectonique des Plaques comme nouveau paradigme des Sciences de la Terre. Quarante années plus tard, l'échelle temporelle des inversions du champ géomagnétique est connue jusque 160 Ma (Fig. 1; Cande et Kent, 1995; Channel et al., 1995) et la majeure partie des fonds océaniques est datée (Fig. 2; Cande et al., 1989; Royer et al., 1992; Müller et al., 1997).

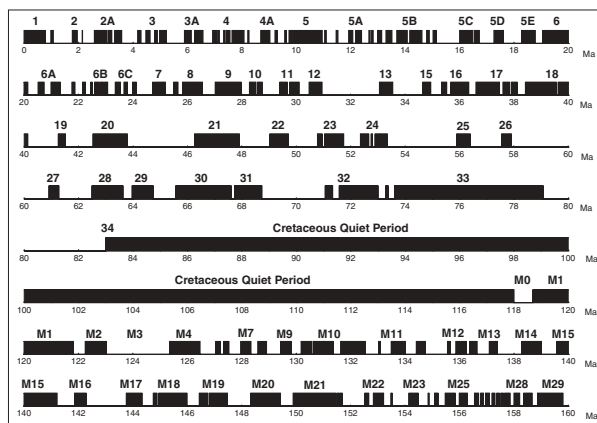


Fig. 1: Echelle des inversions du champ géomagnétique, d'après Cande et Kent (1995) et Kent et Gradstein (1985).

Chaque ligne représente 20 millions d'années, du plus récent vers le plus ancien de haut en bas. Les périodes de polarité normale, identique à la polarité actuelle du champ magnétique terrestre, sont marquées en noir, et les périodes inverses en blanc.

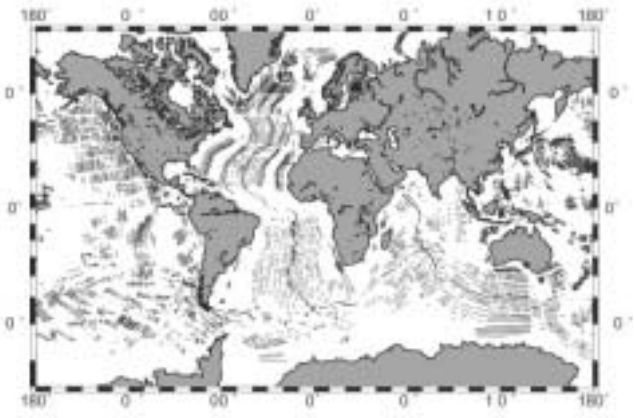
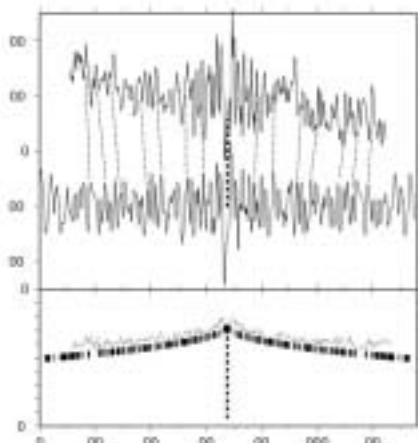


Fig. 2 : Carte des linéations magnétiques identifiées dans les bassins océaniques, compilée par Cande et al. (1989).

On remarque l'absence de marques au sein des "zones magnétiques calmes du Crétacé", dans les régions polaires, ainsi que dans les parties équatoriales des océans Atlantique et Pacifique.

Identifier une série d'anomalies magnétiques revient à y reconnaître une séquence de l'échelle des inversions du champ pondérée par différents "filtres" (e.g., Schouten et McCamy, 1972), c'est-à-dire convoluée par la réponse d'une source aimantée ponctuelle dans les conditions de l'expérience. Le "filtre Terre", lié à la géométrie des sources aimantées et du dispositif d'acquisition, tend à lisser le signal géomagnétique en renforçant les grandes longueurs d'onde au détriment des plus courtes; le "filtre géomagnétique", lié aux vecteurs champ géomagnétique local et aimantation, se traduit essentiellement par un facteur d'amplitude et un déphasage de l'ensemble des anomalies, connu sous le nom de distorsion (skewness des auteurs anglo-saxons). Le "bruit" d'origine géologique (irrégularité de la bathymétrie, variations de vitesse de l'accrétion océanique, complexité tectonique locale), celui d'origine géomagnétique (superposition de signaux d'origine externe réguliers, comme la variation solaire calme, ou irréguliers, liés à l'activité solaire), et enfin celui inhérent à toute mesure physique, rend difficile la mise en œuvre de techniques de reconnaissance automatisées, bien que certains auteurs s'y soient essayés avec un succès mitigé (e.g. Mercuriev et al., 1995). Il est possible d'améliorer la lisibilité du signal en tentant de déconvoluer tout ou partie des "filtres" susmentionnés. La réduction au pôle (e.g. Blakely, 1995) permet de s'affranchir du "filtre" géomagnétique, et notamment de l'effet de l'inclinaison effective des vecteurs champ géomagnétique et aimantation, de manière à éliminer la distorsion des anomalies et rendre symétrique et positive à l'aplomb de sa source une anomalie causée par un corps présentant un contraste d'aimantation positif par rapport à son encaissant. On se ramène ainsi aux conditions géomagnétiques prévalant aux pôles. Cette méthode requiert cependant la connaissance de la direction du vecteur aimantation, parfois dif-

ficile à estimer. L'inversion des anomalies en aimantation équivalente (Parker et Huestis, 1974) vise à éliminer l'effet du "filtre Terre" en ramenant les anomalies réduites au pôle à une aimantation équivalente, calculée en supposant que la source aimantée est confinée dans un niveau d'épaisseur constante se calquant sur la bathymétrie. Cette hypothèse, parfois difficilement acceptable en termes géologiques, est rendue nécessaire par la non-unicité des sources aimantées susceptibles de générer un champ magnétique donné, une limitation inhérente aux méthodes potentielles. Un autre problème de cette méthode est la nécessité de filtrer le signal en fréquence pour assurer la convergence de l'algorithme. Le choix des paramètres de ce filtre est crucial pour l'obtention d'un résultat exploitable, et rend longue et fastidieuse l'utilisation de cette méthode pour la simple reconnaissance de formes requise par l'identification des anomalies magnétiques. À ces techniques inverses est généralement préférée une méthode de modélisation directe, dans laquelle on compare les anomalies observées à des modèles d'anomalies magnétiques synthétiques calculés dans les conditions de l'expérience connues (direction du vecteur champ géomagnétique, profondeur moyenne du fond ou éventuellement profil bathymétrique) ou estimées (direction du vecteur aimantation, épaisseur du niveau aimanté, intensité de l'aimantation) et en faisant varier le taux d'expansion et la séquence de l'échelle des inversions géomagnétiques considérées (Fig. 3). De cette manière, il est possible d'identifier de manière plus ou moins certaine les anomalies magnétiques observées, de repérer géographiquement la position des transitions de polarité et de les dater au moyen d'une échelle temporelle des inversions (e.g., LaBrecque et al., 1977; Lowrie et Alvarez, 1981; Berggren et al., 1985; Kent et Gradstein, 1985; Cande et Kent, 1992a et 1995; Channel et al., 1995). L'application de cette méthode sur l'ensemble des profils magnétiques disponibles dans une même région permet, en associant les points de même âge, de définir des isochrones de l'expansion océanique qui permettront ultérieurement des reconstructions paléogéographiques. Ces reconstructions, qui consistent à trouver les paramètres (pôle et angle) de la rotation permettant de ramener chaque isochrone sur l'isochrone du même âge dans le bassin conjugué, permettent de valider la géométrie des isochrones en confirmant la cohérence entre bassins conjugués.



Certaines régions océaniques n'ont cependant pas pu être datées de manière satisfaisante pour diverses raisons d'ordre méthodologique, géomagnétique, paléomagnétique ou géologique. Ces raisons sont examinées et des solutions sont proposées dans les parties suivantes.

UN PROBLÈME MÉTHODOLOGIQUE : LES LINÉATIONS SUBMÉRIDIENNES EN ZONE ÉQUATORIALE

Une structure aimantée bi-dimensionnelle d'orientation submérienne ne génère pas d'anomalie magnétique dans les régions voisines de l'Equateur magnétique. Cette difficulté bien connue est avérée dans la partie équatoriale des océans Pacifique et Atlantique (Fig. 2), même si des contrastes d'aimantation significatifs sont mis en évidence de manière indirecte – comme par exemple au niveau des zones transformantes où la géométrie bi-dimensionnelle n'existe plus (e.g., Sichler & Hékinian, 2002) –. Cette limitation méthodologique tient à la nature de l'anomalie magnétique mesurée. L'anomalie magnétique scalaire représente la différence de l'intensité du vecteur champ magnétique total mesuré (i.e. vecteur champ magnétique principal plus vecteur anomalie) et l'intensité du vecteur champ principal, calculé à l'aide des modèles IGRF (e.g. Manda et al., 2001). Comme le vecteur anomalie est petit devant le vecteur champ principal, cela revient à calculer la projection du vecteur anomalie selon la direction du champ principal. La difficulté remarquée pour les linéations submériennes proches de l'Equateur magnétique existe en fait dans tous les cas pour lesquels le vecteur anomalie est perpendiculaire au vecteur champ principal. Une solution consiste à ne plus se limiter à la mesure d'anomalies scalaires mais à s'intéresser à celle d'anomalies vectorielles. Il s'agit alors d'effectuer des enregistrements des trois composantes du champ total, auxquelles on retranche les trois composantes du champ principal, calculées de nouveau à l'aide des modèles IGRF, pour disposer in fine des trois composantes du vecteur anomalie magnétique.

D'un point de vue pratique, les mesures magnétiques marines sont généralement réalisées à l'aide d'un magnétomètre tracté derrière le navire, ceci pour s'affranchir des effets magnétiques du navire. Un tel capteur ne peut être aisément orienté, ce qui a justifié la restriction à des mesures d'intensité.

Fig. 3 : Exemple d'identification d'une longue séquence d'anomalies magnétiques par comparaison des anomalies observées (haut) et d'un modèle d'anomalies synthétiques calculé dans les conditions de l'expérience connues ou estimées (bas).

Le profil choisi a été navigué de manière à suivre au mieux les variations de direction d'expansion, dans une région affectée de nombreuses zones de fracture (Patriat, communication personnelle ; Dymont, 1991)

Le "magnétomètre à proton" classique, développé durant la seconde guerre mondiale, et actuellement le magnétomètre à effet Overhauser, plus précis et consommant moins d'énergie, s'acquittent parfaitement de cette tâche. L'utilisation de magnétomètres vectoriels de bord a été développée par les géophysiciens japonais à partir des années 1980 (Isezaki, 1986a; Seama et al., 1993; Korenaga, 1995). Il s'agit simplement de trois magnétomètres à vanne de flux montés orthogonalement les uns par rapport aux autres et fixés sur la mâture du navire. Cette technique rencontre deux difficultés, à savoir la correction des effets magnétiques du navire et la transcription des composantes du vecteur champ mesuré d'un repère lié au navire à un repère géographique. Les paramètres d'aimantation rémanente et induite du navire sont estimés grâce à la réalisation de plusieurs "figures huit" au cours de la campagne océanographique. Ces "figures huit" fournissent la réponse magnétique du navire selon toutes les orientations possibles en cap et plusieurs valeurs de gîte du navire en des lieux où l'anomalie d'origine crustale peut être considérée comme constante. Effectuées sous différentes inclinaisons du champ géomagnétique, elles permettent d'estimer par méthode des moindres carrés le vecteur anomalie magnétique généré par l'aimantation rémanente du navire et un tenseur dont le produit avec le vecteur champ géomagnétique principal donnera le vecteur anomalie magnétique généré par l'aimantation induite du navire. Pour que les trois composantes du champ mesurées dans le référentiel local du navire puissent être transcrites dans le repère géographique, il est nécessaire de disposer d'une centrale d'attitude fonctionnant à la cadence d'une dizaine de Hertz. Ce type de centrale, nécessaire à l'utilisation des sondeurs multifaisceaux et des gravimètres, est désormais disponible sur de nombreux navires océanographiques. Des données magnétiques ont été acquises à plusieurs reprises par les navires océanographiques français à l'aide de magnétomètres vectoriels de bord japonais, dans le cadre de collaborations bilatérales.

Les données présentées en figure 4 présentent une comparaison des anomalies scalaires mesurées par le magnétomètre à proton et recalculées à partir des trois composantes du magnétomètre vectoriel le long des routes de la campagne NOFI. Elles montrent qu'il est possible d'identifier des anomalies magnétiques océaniques à partir des données du magnétomètre vectoriel de bord. Cependant, les magnétomètres à vanne de flux sont souvent affectés d'une dérive et ne permettent pas l'obtention de mesures absolues du champ magnétique. Par ailleurs, les corrections appliquées restent très imparfaites, et l'effet des courants de Foucault sur les surfaces métalliques du navire n'est notamment pas pris en compte. Le magnétomètre vectoriel de bord n'offre donc pas la fiabilité et la précision des magnétomètres scalaires tractés, qui restent donc essentiels aux travaux de magnéto-métrie marine. Il est à noter qu'un magnétomètre vectoriel tracté en surface a été récemment développé et mis en œuvre (Gee & Cande, 2002). Cet instrument permet de s'affranchir des corrections de l'effet magnétique du navire mais requiert l'installation d'une centrale d'attitude, relativement coûteuse et fragile, sur la plateforme tractée.

Il est encore trop tôt pour évaluer l'avantage d'un tel magnétomètre vectoriel tracté sur la combinaison d'un magnétomètre vectoriel de bord et d'un magnétomètre scalaire tracté.

Quelles que soient leurs limitations, les magnétomètres vectoriels permettent désormais de cartographier les anomalies magnétiques – et donc de dater les fonds océaniques – dans des régions jusqu'alors inaccessibles à cette technique. Leur intérêt ne se limite pas à cet aspect, puisqu'ils permettent aussi de déterminer si une anomalie est causée par une source bi ou tridimensionnelle, en comparant les composantes horizontales et verticales du vecteur anomalie, déphasées de 90° dans le cas d'une source bi dimensionnelle. Dans ce dernier cas, il est alors possible d'estimer la direction d'allongement de la source à l'aide des deux composantes horizontales (Figure 4).

[suite du texte page 165]

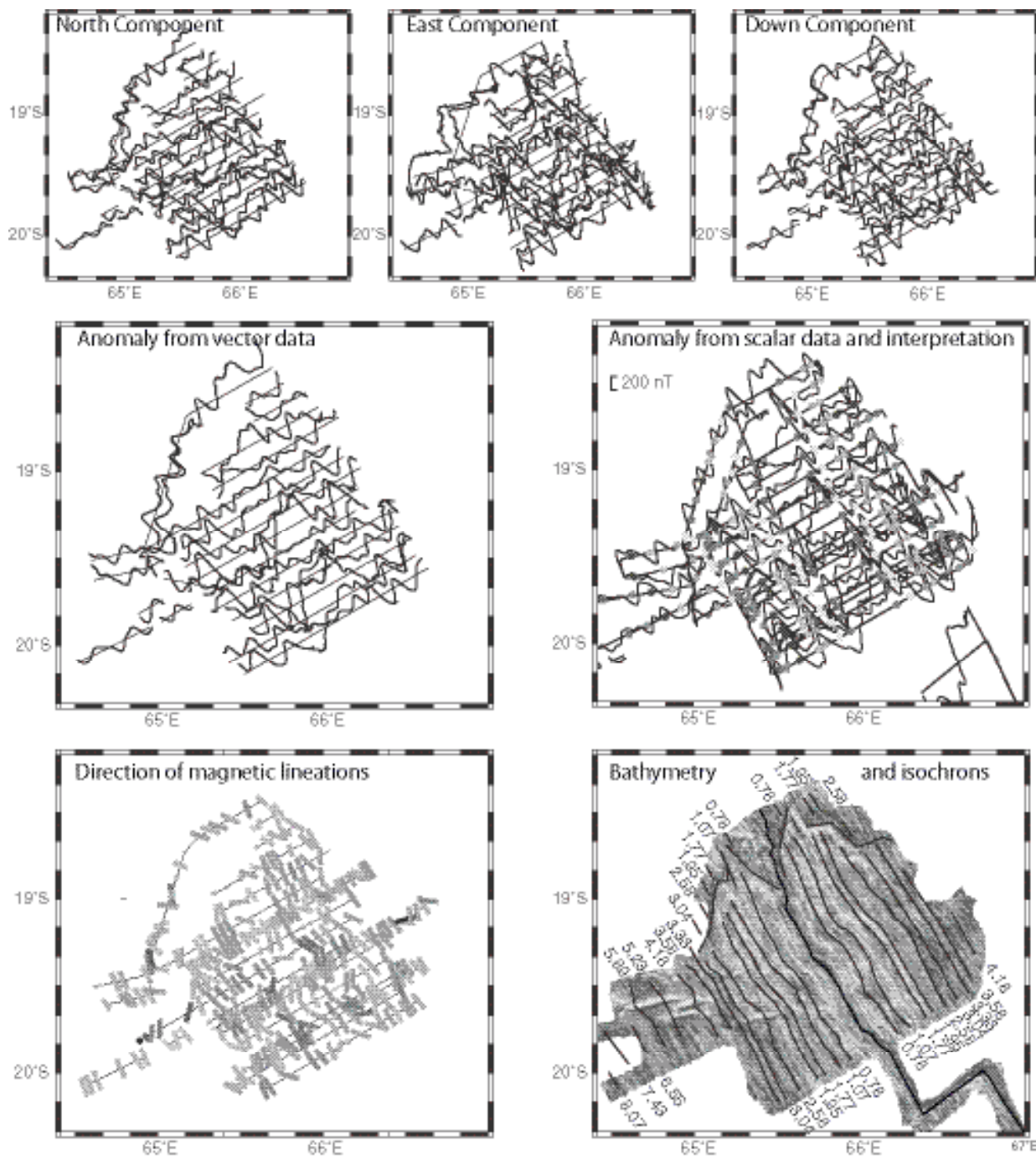


Fig. 4 : Exemple d'anomalies magnétiques vectorielles mesurées par un magnétomètre de bord à l'axe de la dorsale centrale indienne lors de la campagne Magofond 2 du N.O. Marion Dufresne (Dymont et al., 1999)

(haut) : composantes de l'anomalie vectorielle suivant le Nord, l'Est et le bas ; (milieu) : anomalie scalaire recalculée à partir des trois composantes de l'anomalie vectorielle (à gauche) et mesurée par le magnétomètre scalaire tracté, avec interprétation des anomalies (à droite) ; (bas) : orientation des structures bidimensionnelles aimantées déduite des anomalies magnétiques vectorielles (à gauche), levé bathymétrique multifaisceaux et isochrones déduites de l'interprétation des anomalies magnétiques scalaires (à droite). Le bon accord des anomalies scalaires obtenues par les deux magnétomètres d'une part, de la bathymétrie et des isochrones observées avec l'orientation des structures aimantées déduites des anomalies vectorielles d'autre part, soulignent l'intérêt du magnétomètre vectoriel de bord dans les régions où l'anomalie scalaire ou la bathymétrie ne sont pas aisément accessibles (sédiments abondants, zones équatoriales, ...).

UN PROBLÈME GÉOMAGNÉTIQUE : LES EFFETS DU CHAMP EXTERNE

Les rares données magnétiques marines disponibles dans les régions polaires, difficiles d'accès pour les navires océanographiques, sont rendues peu fiables par les signaux magnétiques d'origine externe qui s'y expriment de manière plus intense et plus fréquente qu'en tout autre point du Globe. Ces perturbations d'origine externe affectent également une bande de quelques degrés de latitude centrée sur l'Équateur magnétique (l'électrojet équatorial). L'amplitude et la longueur d'onde (aux vitesses des navires) de ces signaux sont proches de celles des anomalies magnétiques océaniques. L'effet des "orages magnétiques" est ainsi particulièrement difficile à corriger à distance de tout observatoire magnétique.

Différentes solutions ont été envisagées pour s'affranchir de ces perturbations. La première consiste à utiliser a posteriori les séries temporelles d'un observatoire proche ou, de manière plus difficile, d'estimer la variation temporelle géomagnétique d'origine externe par l'analyse des erreurs aux points de croisement (e.g. Sander & Mrazek, 1982) ou par d'autres techniques mathématiques plus complexes (e.g. le krigeage trigonométrique, Séguret et Huchon, 1990). Ces techniques sont cependant rarement satisfaisantes, et il est préférable de mouiller un magnétomètre fixe au centre de la zone d'étude, qui fait ainsi office d'observatoire temporaire durant l'acquisition des données. Une technique plus performante encore bien que requérant un câble électroporteur adapté consiste à dupliquer le magnétomètre scalaire conventionnel : le gradiomètre magnétique ainsi obtenu, constitué de deux magnétomètres placés sur le même câble à des distances différentes du navire, mesure l'intensité du champ au même point à des instants différents, permettant de séparer le champ d'anomalies, statique, des perturbations externes.

UN PROBLÈME PALÉOMAGNÉTIQUE : LES LONGS INTERVALLES DE POLARITÉ CONSTANTE

Une limitation intrinsèque à la méthode de datation des fonds océaniques par les anomalies magnétiques tient à la longueur de certaines périodes de polarité constante, qui en réduit considérablement la résolution temporelle. Certaines périodes (correspondant par exemple aux anomalies 12r, 20, 20r, 21, 24r, 26r, 30, 31r, 32, 33, 33r... voir figure 1) ne présentent pas d'inversion, et n'offrent donc pas de possibilité de déterminer un âge fiable, sur une durée de quelques millions d'années. La principale difficulté de cet ordre est néanmoins liée à l'intervalle de polarité normale connu sous le nom de "période magnétique calme du Crétacé", qui s'étend sur une durée de 35 millions d'années. Pour toute région située dans une "zone magnétique calme du Crétacé", il est actuellement impossible de proposer une datation meilleure que "comprise entre 83 et 118 mA", sauf à se risquer à des interpolations souvent hasardeuses. Malgré quelques tentatives (e.g. Tarduno, 1990), aucune inversion n'a clairement été

mise en évidence dans ce long intervalle, durant lequel la géométrie des centres d'accrétion et les taux d'expansion ne sont donc pas bien contraints. Cette période correspond pourtant à des événements majeurs dans l'océan mondial, avec notamment une réorganisation importante des centres d'accrétion de l'océan Indien, qui voit l'individualisation de cinq frontières d'accrétion, mais aussi l'ouverture de l'océan Atlantique équatorial et la jonction des dorsales centrale et sud atlantique, ainsi que l'ouverture initiale du Pacifique sud-ouest et de la mer de Tasman.

Les profils magnétiques acquis sur les bassins créés pendant la période magnétique calme du Crétacé présentent le plus souvent des anomalies de faible amplitude (< 100 nT), dont l'origine n'est pas clairement élucidée. La profondeur des bassins est élevée (4 à 5 km), profondeur à laquelle s'ajoute une épaisseur importante de sédiments en raison de l'âge des bassins et souvent de leur proximité des marges continentales. Certains profils révèlent parfois des anomalies magnétiques de plusieurs centaines de nanoteslas d'amplitude, mais qui paraissent souvent coïncider avec des accidents topographiques locaux, parfois apparents dans la bathymétrie ou le plus souvent enfouis sous les sédiments. La corrélation entre profils provenant d'un même bassin, de bassins conjugués, ou de différents océans est rendue difficile par le peu de données sismiques à l'aplomb des profils magnétiques dans des bassins présentant une épaisse couverture sédimentaire.

L'identification de marqueurs géomagnétiques durant la période magnétique calme du Crétacé, qui fournirait donc la clé à de nombreux problèmes géodynamiques, reste donc un problème ouvert.

UN PROBLÈME GÉOLOGIQUE : LES ENREGISTREMENTS COURTS

Dans certaines régions, les séquences d'anomalies magnétiques sont difficilement déchiffrables du fait d'une tectonique complexe, plus ou moins bien comprise. Tel est, par exemple, le cas de la majeure partie des bassins conjugués d'Arabie et de Somalie orientale, qui – malgré l'existence de nombreuses données magnétiques – n'ont été que très récemment datés de manière satisfaisante (Chaubey et al., 1998; Dyment, 1998; Chaubey et al., 2002; Royer et al., 2002). Les séquences d'anomalies enregistrées le long de profils parallèles à la direction de l'accrétion océanique y sont interrompues à nombreuses reprises par des structures obliques, traces de la propagation systématique des segments de la paléo-dorsale de Carlsberg. Ces séquences, trop courtes, sont difficiles à identifier sans ambiguïté, sauf à disposer de marqueurs temporels additionnels (Figure 5). Plus généralement, toute séquence d'anomalies magnétiques courte est difficile à dater, différentes parties de l'échelle des inversions expliquant convenablement ces anomalies. Outre le cas de complexités tectoniques qui interrompent la succession normale des anomalies magnétiques, de telles séquences courtes se rencontrent systématiquement dans certains types de bassins. Ainsi dans ce cas de nombreux bassins d'arrière arc anciens, comme la

mer du Japon (Isezaki et Uyeda, 1973 ; Isezaki, 1986b ; Isezaki and Shevaldin, 1996) ou certains bassins des archipels indonésiens (e.g. Hinsberger et al., 2000, 2001) et philippins (e.g. Hilde & Lee, 1984 ; Deschamps & Lallemand, 2002). D'autres bassins plus ou moins étroits ont été isolés par un saut de dorsale, comme le bassin de Lakshmi, à l'Est de l'Inde, où des anomalies sont reconnues mais restent à identifier (Bhattacharya et al., 1994), ou le plus vaste bassin de Somalie occidentale, dont l'âge Mésozoïque a longtemps fait l'objet d'une polémique (Ségoufin et Patriat, 1980 ; Rabinowicz et al., 1983 ; Cochran, 1988). Enfin, le cas d'éventuelles dorsales fossiles proches de la subduction est assez similaire, la difficulté consistant à identifier sans ambiguïté la séquence d'anomalies séparant la dorsale fossile supposée de la zone de subduction pour y retrouver la séquence conjuguée du flanc complet. Divers exemples de ce cas sont observés dans l'océan Pacifique, comme celui de la dorsale fossile de Magdalena au large de la Basse Californie (Lonsdale, 1991 ; Michaud et al., 2002 ; Dymont et al., 2003).

Le problème des séquences d'anomalies trop courtes pour en permettre la reconnaissance univoque ne peut être résolu qu'à l'aide de marqueurs temporels supplémentaires, permettant de lever les ambiguïtés rencontrées. Une analyse fine de nombreux profils magnétiques de surface peut permettre en partie d'accéder à une telle information. En effet, la pratique du magnétisme marin permet de constater que l'interprétation de chaque anomalie est basée non seulement sur la séquence des anomalies voisines mais aussi, souvent, sur la forme de détail de cette anomalie. Ainsi, une certaine expérience, non formalisée, permet depuis longtemps de distinguer certaines anomalies par l'existence d'anomalies de second ordre ou d'inflexions du signal caractéristiques. À titre d'exemples, l'anomalie 24 présente une anomalie secondaire positive entre les deux anomalies positives principales qui la composent ; l'anomalie 22 inverse est caractérisée par un haut secondaire qui n'apparaît pas dans les anomalies inverses voisines, et qui permet donc sa reconnaissance sans ambiguïté (Patriat, 1987). Ces deux caractéristiques ont été exploitées pour réinterpréter avec succès les bassins d'Arabie et de Somalie orientale (Figure 5 ; Dymont, 1998). Diverses tentatives ont été effectuées pour incorporer de telles informations à l'échelle des inversions du champ géomagnétique sous forme d'inversions supplémentaires, mais les échelles complexes obtenues (e.g. Patriat, communication personnelle, 2002) n'ont souvent qu'une validité limitée à une gamme donnée de taux d'expansion. Le résultat mitigé de ces tentatives souligne le caractère réducteur de l'approche qui ne retient de l'évolution du champ géomagnétique que les seules inversions de polarité, et plaide pour une approche plus large, incluant non seulement le signe mais aussi l'amplitude des variations d'intensité du champ.

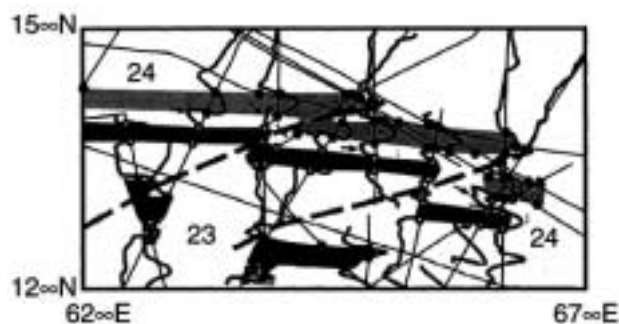


Fig. 5 : Exemple illustrant la difficulté d'identifier des séquences d'anomalies magnétiques dans une zone tectoniquement complexe, ici le bassin d'Arabie.

Bien que le contexte suggère que les anomalies marquées par plusieurs arches soient très probablement des anomalies 24, celles-ci ne sont identifiées formellement que grâce à l'adjonction d'un critère d'identification supplémentaire, la micro-anomalie positive systématiquement observée dans d'autres régions entre les deux arches principales de l'anomalie 24 (marquée par une flèche). L'aide de cette micro-anomalie permet de reconnaître les séquences d'anomalies continues des arches juxtaposées par les effets de la tectonique, et par conséquent de reconnaître les structures héritées de celle-ci, à savoir les décalages obliques qui correspondent aux pseudo-failles externes de plusieurs propagateurs (d'après Dymont, 1998).

UN SIGNAL GÉOMAGNÉTIQUE COMPLEXE

Les mesures effectuées depuis plus d'un siècle dans les observatoires magnétiques montrent clairement que le champ géomagnétique varie continuellement, tant en intensité qu'en orientation. À l'échelle géologique, si l'hypothèse d'un champ dipolaire dont les pôles coïncident avec l'axe de rotation de la Terre représente raisonnablement la géométrie de ce champ, au moins pour les 5 derniers millions d'années (Carlut et Courtillot, 1998), il est avéré que l'intensité du champ a considérablement varié à l'intérieur des épisodes de même polarité géomagnétique. Les carottes de sédiments pélagiques, qui offrent un enregistrement continu des variations relatives d'intensité du champ géomagnétique, présentent un signal cohérent sur l'ensemble du Globe, corroboré par les enregistrements volcaniques les mieux datés (e.g. Valet et Meynadier, 1993 ; Roberts et al., 1997 ; Guyodo et Valet, 1999).

L'existence de telles variations d'intensité explique certaines anomalies de second ordre observées sur les enregistrements marins. Elles seraient à l'origine des formes d'anomalie caractéristiques mentionnées ci-dessus, ainsi que de la plupart des micro-anomalies (tiny wiggles des auteurs anglo-saxons), anomalies magnétiques de faible amplitude et de courte longueur d'onde superposées aux anomalies principales, qui apparaissent systématiquement dans tous les bassins océaniques de même âge (Blakely & Cox, 1972 ; Blakely, 1974 ; Cande & LaBrecque, 1974, Cande & Kent, 1992b). Les anomalies axiales prédites par un modèle d'aimantation épousant les

variations d'intensité déduites des enregistrements sédimentaires permettent d'expliquer de façon très satisfaisante la forme des anomalies réelles dans toute la gamme des taux d'expansion observés, avec bien sûr une meilleure résolution de ces variations aux taux les plus élevés (Gee et al., 1996). La figure 6 présente le résultat d'un levé magnétique détaillé effectué à l'axe de la dorsale centrale indienne à 19°S, exprimé en aimantation équivalente. Outre les anomalies principales, elle montre clairement l'existence de linéations supplémentaires correspondant aux micro-anomalies, bien que le taux d'expansion ne soit que de 45 km/Ma (taux double).

Ces observations suggèrent que la croûte océanique n'est pas seulement un excellent enregistreur des inversions de polarité du champ géomagnétique mais pourrait aussi restituer les variations d'intensité de ce champ.

LA CROÛTE OCÉANIQUE, UN BON ENREGISTREUR A PRIORI DES FLUCTUATIONS MAGNÉTIQUES

Une première contrainte tient à la nature même du support de l'enregistrement magnétique, la croûte océanique. Le modèle simpliste d'une croûte uniforme constituée, de haut en bas, de basaltes extrusifs (laves) et intrusifs (dykes), puis de gabbros surmontant les péridotites du manteau proposé lors de la Penrose Conférence de 1972, a fait place à une vision plus réaliste mais aussi plus complexe. Si ce modèle représente assez bien la croûte océanique générée aux dorsales rapide, il ne s'applique à celle créée aux dorsales lentes qu'au centre des segments d'accrétion, où la croûte océanique se construit par combinaison de phénomènes magmatiques et tectoniques. A l'inverse, les extrémités de segment sont généralement caractérisées par la présence à l'affleurement de roches profondes, gabbros ou péridotites serpentinisées, qui y soulignent la prédominance des phénomènes tectoniques (Juteau et al., 1990; Cannat, 1993; Cannat et al., 1995; Gente et al., 1995). La réponse magnétique de la croûte créée aux dorsales lentes est par conséquent complexe, notamment aux extrémités de segment (Pockalny et al., 1995; Ravilly et al., 1998). Ainsi, les anomalies axiales observées sur les dorsales lentes ne présentent de micro-anomalies bien exprimées qu'au centre des segments, alors que les extrémités ne montrent aucun détail à l'intérieur d'une large zone de polarité normale (Ravilly, 1999; voir aussi Figure 6).

Dans le cas d'une croûte magmatique "normale", la majeure partie de l'aimantation responsable des anomalies magnétiques marines observées à la surface des océans provient de l'effet des basaltes extrusifs, très aimantés (3 à 10 A/m selon l'âge de la croûte considérée). La contribution des roches plus profondes, non négligeable (Kent et al., 1978; Dunlop et Prévôt, 1982; Banerjee, 1984; Harrison, 1987; Nazarova, 1994; Pariso & Johnson, 1993a, b; Oufi et al., 2002), influe notamment sur la forme des anomalies : la distorsion résiduelle, qui varie inversement avec le taux d'expansion (Roest et al., 1992; Dymont et al., 1994), s'explique en termes de contribution plus ou moins faible de l'aimantation des roches profondes (Dymont & Arkani-Hamed, 1995), et

probablement en terme de serpentinsation plus importante aux dorsales lentes qu'aux dorsales rapides (Dymont et al., 1997). La contribution des aimantations des gabbros et péridotites serpentinisés serait de l'ordre de 40 % de celle des basaltes pour un taux de 10 km/Ma (demi-taux), et décroîtrait progressivement jusqu'à devenir négligeable pour les taux supérieurs ou égaux à 50 km/Ma (Dymont et al., 1994; Dymont & Arkani-Hamed, 1995).

L'aimantation des roches profondes affecte surtout la forme d'ensemble et l'amplitude des anomalies, et n'a pas d'influence notable sur les éventuelles micro-anomalies. De la structure du niveau basaltique extrusif dépend donc la qualité des enregistrements magnétiques marins. Le principal trait géométrique sur lequel tous les modèles s'accordent est le pendage des coulées de lave – et donc des inversions de polarité – vers l'axe de la dorsale, sous les effets conjugués de l'empilement de ces laves et de leur éloignement progressif de l'axe. Le modèle simple de Kidd (1977), qui suppose la mise en place des laves en un seul épisode, ou dans une moindre mesure le modèle bimodal de Hooft et al. (1996), qui suppose l'occurrence de deux épisodes volcaniques distincts, conduisent à une géométrie régulière susceptible de restituer la succession temporelle des variations d'intensité du champ géomagnétique ou tout au moins la partie de plus longue période de ces variations. Un niveau d'extrusifs complexes comme celui proposé par Schouten et Denham (1982), qui permet à peine de reconnaître les principaux intervalles de polarité, n'est pas capable de restituer cette succession temporelle. Les observations les plus spectaculaires sont rapportées par Tivey (1996) et Tivey et al. (1998), qui ont réalisé des enregistrements magnétiques lors de plongées des submersibles grands fonds *Nautile* et *Alvin* le long de la faille transformante de Blanco, dans le Pacifique Nord-Est, et ont mis en évidence des structures inclinées vers l'axe de la dorsale, relativement simple, de pendage moyen 7°. Ces observations sont en accord avec le pendage de 12° déduit du décalage de la transition Brunhes-Matuyama observée sur le fond, par submersible, et 200 m au-dessus du fond, par magnétomètre tracté *deep tow*, sur la dorsale Est pacifique à 23°N (Macdonald et al., 1983). Un exercice semblable mené entre données magnétiques de surface et de fond donne un pendage de l'ordre de 12° sur la dorsale médio-atlantique à 21°40'N (Honsho, 1999) et de 8° sur la dorsale centrale indienne à 19°S (Dréville, 2001). Ces pendages similaires, en dépit de taux d'expansion différents (respectivement 30 km/Ma, 30 km/Ma, 12 km/Ma et 22 km/Ma demi-taux pour les dorsales Juan de Fuca, est pacifique à 23°N, médio-atlantique à 21°40'N, et centrale indienne à 19°S), suggèrent un même mode de mise en place du niveau extrusif et donc une structure semblable, l'apport magmatique plus faible (caractérisé par une occurrence moins fréquente des éruptions) au dorsale plus lente étant compensé par un temps de résidence plus important. Dans l'état actuel de nos connaissances, la structure magnétique du niveau basaltique extrusif observée sur l'escarpement de Blanco (Tivey, 1996; Tivey et al., 1998) peut être considérée comme représentative, et sa relative simplicité permet d'envisager la croûte océanique magmatique comme

un bon enregistreur des fluctuations d'intensité du champ géomagnétique.

Un dernier point essentiel est la capacité des basaltes océaniques à acquérir une aimantation proportionnelle à l'intensité du champ ambiant. Il est difficile de répondre a priori sur ce point, tant l'aimantation des pillow lava paraît complexe à petite échelle. Il est démontré que l'intensité d'aimantation varie entre le centre et la bordure des pillow lava, mais cette variation n'est pas systématique, certains présentant une décroissance vers le centre, d'autres une augmentation (Gee & Kent, 1997)!

L'aimantation portée est généralement une aimantation thermo-rémanente, mais la transformation rapide d'une fraction de titanomagnétite en titanomagnhémite permet d'envisager aussi la présence d'une aimantation chimique, secondaire ou pas, l'altération à haute température pou-

vant précéder l'acquisition de l'aimantation (Ravilly et al., 2001). L'intérieur du pillow lava est généralement considéré comme inadéquat pour les études de paléointensité du champ géomagnétique (Prévet et al., 1981, 1983), bien que des cas positifs aient aussi été reportés (Grommé et al. 1979; Kent & Gee 1996). Enfin, la bordure vitreuse du pillow lava présente aussi une aimantation thermo-rémanente, portée par des grains magnétiques très petits, qui semble favorable à la mesure des paléointensités (Pick et Tauxe, 1993 a, b; Carlut & Kent, 2000, 2002) bien que des difficultés méthodologiques ne soient là aussi pas à exclure (Chauvin et al., 2003).

Seules des investigations directes peuvent permettre de valider ou d'infirmer l'hypothèse d'une croûte océanique magmatique restituant fidèlement les variations d'intensité du champ géomagnétique.

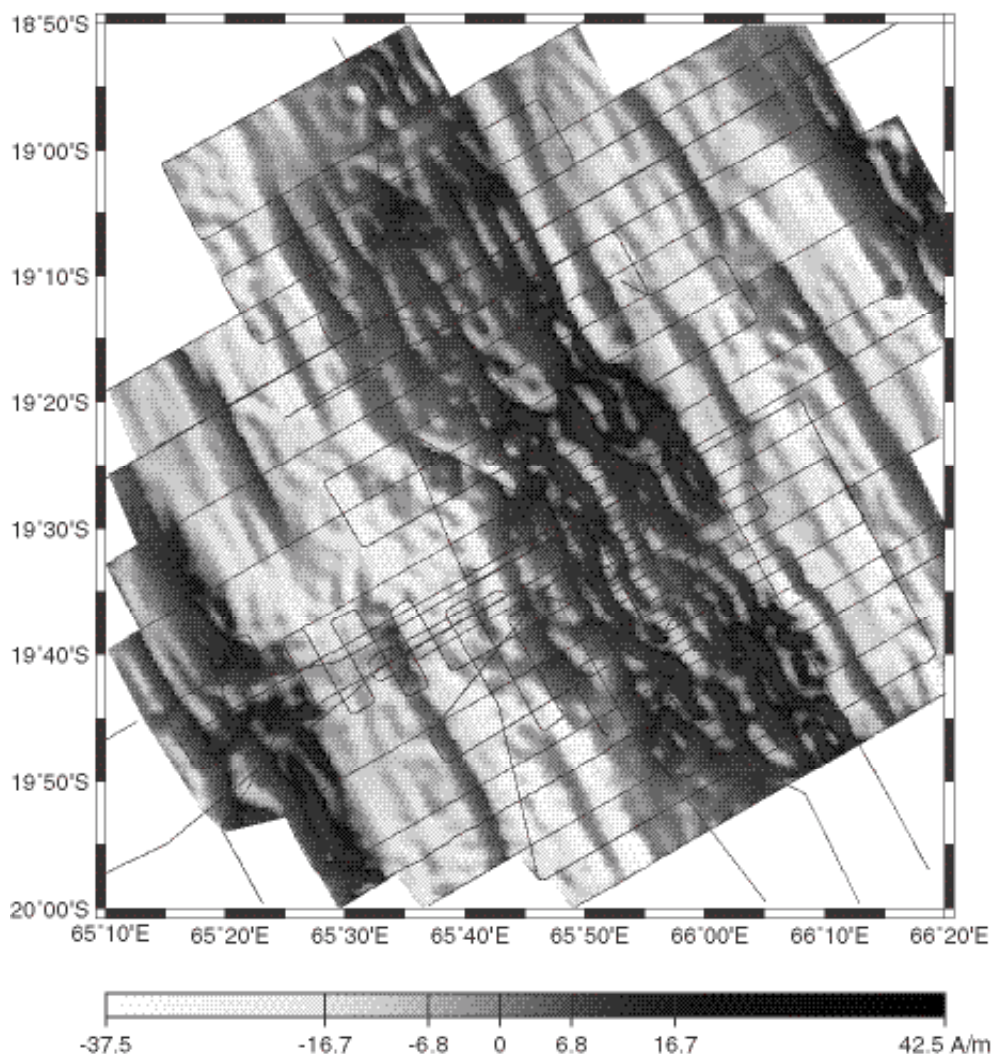


Fig. 6 : Carte de l'aimantation équivalente calculée à partir des anomalies magnétiques scalaires de surface acquises sur la dorsale centrale indienne à 19°S au cours des campagnes Magofond 2 (Dymont et al., 1999) et Gimnaut (Dymont et al., 2000).

On remarque bien la période magnétique normale de Brunhes (anomalie 1 ou axiale) formant une bande foncée oblique au centre de la figure, suivie de la période inverse de Matuyama en grisé plus clair, et enfin de la période normale de Gauss (ou anomalie 2A) en grisé plus sombre, sur chaque flanc. Au sein de la période de Matuyama, les événements magnétiques normaux de Jaramillo et d'Olduvai (anomalie 2) apparaissent clairement. Diverses micro-anomalies plus ou moins continues, mieux exprimées au centre des segments, sont aussi visibles sur toute la carte.

LE MAGNÉTISME DE HAUTE RÉOLUTION : MAGNÉTOMÈTRE DEEP TOW ET SUBMERSIBLE

Pour évaluer si la croûte océanique enregistre effectivement les variations d'intensité du champ géomagnétique, il est nécessaire de réaliser des enregistrements magnétiques marins de haute résolution. Dans un premier temps, ces levés doivent être effectués à l'axe des dorsales, afin de comparer le signal obtenu aux enregistrements de paléointensité issus des carottes sédimentaires pélagiques, dont la grande majorité ne dépasse pas quelques millions d'années. Un autre avantage à travailler aux dorsales consiste à pouvoir lever facilement les flancs conjugués, permettant ainsi de disposer de deux enregistrements a priori semblables ou – s'il ne l'était pas – de détecter d'éventuelles complexités tectoniques (saut de dorsale...). L'intensité du champ magnétique décroissant de manière inversement proportionnelle à la distance à cette source élevée au cube dans le cas de sources de forme quelconque (tridimensionnelles), au carré dans le cas de sources allongées (bidimensionnelles), il convient de placer le magnétomètre à proximité immédiate des sources aimantées – près du fond. Un tel objectif peut être atteint de deux manières, soit en tractant un magnétomètre au-dessus du fond, soit en associant ce magnétomètre à un engin submersible d'exploration du fond.

LES ENREGISTREMENTS DEEP TOW

Un magnétomètre deep tow est un magnétomètre scalair conventionnel qui a été marinisé pour résister aux fortes pressions. Il est généralement associé à un lest et tracté à petite vitesse pour lui permettre de s'approcher du fond. Différents types de système sont rencontrés. Les systèmes autonomes, qui disposent d'énergie et de mémoire, sont mis en marche avant immersion et fournissent les données au retour. Ils n'imposent aucune exigence autre que mécanique quant au câble qui les tracte. Leur pilotage requiert néanmoins l'adjonction d'un système de positionnement indépendant, acoustique ou autre, et leur autonomie est limitée. Les systèmes reliés par câble électroporteur sont moins contraignants, au-delà de la nécessité de disposer d'un tel câble : l'énergie est fournie par le navire, les données sont envoyées en temps réel (ce qui permet un contrôle de leur qualité et une réaction rapide en cas de besoin), et leur pilotage utilise l'information de profondeur fournie par l'instrument en sus des éventuelles données de positionnement acoustique. Les opérations s'effectuent entre 1,5 et 2,5 nœuds, pour une altitude variant entre 200 et 1000 m au-dessus du fond. Des profils magnétiques deep tow ont été réalisés à travers différents types de dorsales. Ainsi, une série de 8 profils de fond ont été acquis sur l'anomalie axiale (période magnétique de Brunhes) de la dorsale est pacifique à 19°S, dorsale active la plus rapide de notre planète (taux double de 140 km/Ma) (Gee et al., 2000). L'addition de ces profils conduit à un signal quasi identique à la courbe de paléointensité de Guyodo et Valet (1999), courbe qui combine de nombreux enregistrements continus de

paléointensité relative mesurés sur carottes sédimentaires calés sur des valeurs discrètes de paléointensité absolue mesurées sur des laves. Un résultat semblable est obtenu sur la même dorsale à 18°S à l'aide d'un magnétomètre deep tow trois composantes (Yamamoto, 2000) et des traitements sophistiqués (Yamamoto & Seama, *Geophys. J. Int.*, sous presse). Ces résultats montrent clairement que la croûte créée à l'axe d'une dorsale ultra-rapide enregistre très fidèlement les variations de paléointensité.

Une étude semblable a été menée sur une dorsale beaucoup plus lente (45 km/Ma taux double), la dorsale centrale indienne à 19°S. Trois profils magnétiques de fond s'étendant entre les anomalies 2A de part et d'autre de l'axe ont été réalisés, offrant donc six enregistrements des périodes de Brunhes et de Matuyama. De nouveau, l'addition de ces six profils montre que la croûte océanique de cette région (qui pourrait être marquée par un manteau chaud et une production magmatique plus abondante que la plupart des autres dorsales lentes) restitue convenablement les variations de paléointensité (Pouliquen et al., 2001 a & b). Pour pallier le faible nombre de profils magnétiques de fond, longs et difficiles à acquérir, et rendre statistiquement plus significative les variations observées, les données de surface de bonne qualité sont prolongées vers le bas, de manière à en amplifier la composante de plus courte longueur d'onde et se ramener dans des conditions proches de celles d'un profil de fond. La difficulté de l'opérateur de prolongement est l'amplification du bruit haute fréquence qui altère tout enregistrement physique, ou plutôt le choix des fréquences de coupure du filtre qui permet d'éviter cet effet indésirable. Nous utilisons les profils pour lesquels des données de surface et de fond ont été acquises simultanément pour prolonger les données de surface à l'altitude des données de fond en ajustant le filtre passe-bas de manière à ce que le signal de surface prolongé reflète au mieux celui de fond. Une fois le filtre optimal calibré dans les conditions d'une expérience, il est aisé de l'appliquer à toutes les données de surface acquises lors de cette expérience ou d'expériences analogues dans la même région. Cette méthode permet d'augmenter la quantité de données disponibles. Les fluctuations obtenues par cette méthode sur 14 profils de surface de la dorsale centrale indienne sont en accord avec les trois profils de fond réalisés (Pouliquen et al., 2001 a & b). Sur la dorsale centrale indienne à 19°S, la croûte restitue donc assez fidèlement les variations de paléointensité.

LES ENREGISTREMENTS PAR SUBMERSIBLE

Les magnétomètres deep tow ne peuvent pas être pilotés avec suffisamment de précision pour envisager de s'approcher sans risque à une altitude moindre que 200 m du fond, sauf à pénaliser considérablement la vitesse d'acquisition du profil. Pour se rapprocher des sources aimantées et obtenir une résolution plus grande encore, il est nécessaire d'utiliser les véhicules prévus pour cet usage : ainsi, des magnétomètres de fond ont été installés avec succès sur des submersibles grands fonds habités (notamment l'Alvin américain, le Nautile français, le Shinkai

japonais), sur des ROV (Remotely Operated Vehicle, ou véhicule piloté à distance, notamment le Victor français), et sur des AUV (Autonomous Underwater Vehicle, ou véhicules sous-marins autonomes, notamment l'ABE américain). Si le véhicule porte lui-même une aimantation induite et rémanente non négligeable, le magnétomètre utilisé est un magnétomètre vectoriel qui permet d'estimer les effets de ces aimantations parasites et de les corriger. Ainsi, les "boucles" effectuées par le Nautille lors de sa descente sont utilisées comme les "figures huit" des navires pour déterminer les coefficients correctifs à apporter aux données acquises. Quelle que soit sa finalité première, tout véhicule sous-marin doit disposer d'une centrale d'attitude, qui permet sans difficulté de replacer les composantes mesurées dans un repère géographique et d'en retrancher les composantes correspondantes du champ principal.

Les anomalies ainsi déterminées reflètent essentiellement la topographie locale et les variations d'altitude du submersible. Seules les plus grandes longueurs d'onde de ce signal peuvent être directement interprétées en termes géologiques. Les courtes longueurs d'onde peuvent cependant être utilisées pour estimer de manière absolue l'aimantation de la partie la plus superficielle de la croûte. Pour cela, les composantes de l'anomalie sont replacées dans un repère lié au profil (supposé linéaire), i.e. la composante horizontale se décompose en une composante le long du profil et une composante orthogonale. Si les sources aimantées sont bidimensionnelles, cette dernière composante doit être nulle; sa valeur donne donc une estimation de l'écart à cette hypothèse. On suppose alors une géométrie bi dimensionnelle basée sur la topographie le long de la plongée (la topographie en dehors du trajet de la plongée est trop mal connue pour autoriser toute autre hypothèse) et une aimantation unitaire normale de 1 A/m, pour calculer les composantes verticale et horizontale générées par cette source le long de la trajectoire réelle du submersible, en prenant en compte ses variations d'altitude. Les anomalies observées et synthétiques sont alors comparées le long du profil, sur une fenêtre glissante de quelques centaines de mètres. Si la cohérence des deux signaux est bonne, cela signifie que les hypothèses utilisées sont acceptables. Le déphasage entre les deux signaux offre aussi un moyen d'apprécier leur cohérence et d'appréhender la polarité de l'aimantation rencontrée. Le facteur multiplicatif permettant de passer des anomalies synthétiques aux anomalies observées donne une estimation de l'aimantation de la partie superficielle de la croûte océanique de manière absolue: contrairement aux aimantations équivalentes obtenues par inversion des anomalies (Parker et Huestis, 1974), ces valeurs peuvent directement être comparées aux aimantations déterminées sur les échantillons.

Lors de la campagne Tammar du N.O. Nadir et du submersible Nautille, trois traverses de la dorsale médio-atlantique à 21°40'N ont été réalisées par la juxtaposition de plongées du Nautille (Gente et al., 1996).

Une fois corrigées des effets du submersible et replacées dans un référentiel géographique, les anomalies de plus grande longueur d'onde présentent des variations d'am-

plitude cohérentes sur les trois profils suffisamment longs pour recouper la transition de polarité Brunhes-Matuyama (Figure 7). Ces signaux se corrélient avec la composante de même longueur d'onde présente dans les enregistrements de paléointensités déduit des carottes sédimentaires pélagiques. Les plus courtes longueurs d'onde permettent de déterminer des valeurs d'aimantation toutes aussi cohérentes sur les deux traverses recoupant le centre du segment (Honsho, 1999; Honsho et al., soumis). Ces aimantations sont surtout fiables sur la moitié la plus jeune du profil, peu couverte de sédiments. Au-delà, le modèle direct calculé suppose que la topographie est le toit des sources aimantées, et ne prend pas en compte l'épaisseur sédimentaire: la cohérence entre anomalies observées et calculées est faible, et les aimantations qui en découlent sont peu fiables. Le profil situé en extrémité de segment ne présente pas d'anomalies et de distribution d'aimantation cohérentes sur les flancs conjugués, probablement parce que cette région est dominée par une tectonique asymétrique liée à la présence des "coins interne et externe" (inside and outside corners). Le profil d'aimantation à l'axe déduit des trois grandes traverses et de quelques plongées isolées souligne le caractère particulier des sources aimantées en extrémité de segment, l'aimantation mesurée à partir des plongées restant approximativement constante (à 13 A/m) tout le long du segment alors que l'aimantation équivalente déduite des données de surface, du même ordre en centre de segment, montre une augmentation considérable vers les extrémités de segment (Honsho, 1999; Honsho et al., soumis). Ce désaccord signifie que les hypothèses sous-jacentes au calcul de l'aimantation équivalente sont erronées: les données de fond, sensibles essentiellement à la partie superficielle du niveau basaltique, montrent que l'aimantation de ce niveau varie peu, et les fortes variations d'amplitude des anomalies de surface reflètent par conséquent la présence de sources aimantées plus profondes en extrémité de segment, probablement des péridotites serpentinisées (Honsho, 1999; Honsho et al., soumis).

Les données magnétiques de fond montrent clairement un signal cohérent en centre de segment, qui pourrait être d'origine géomagnétique. Pour vérifier cette hypothèse, nous avons utilisé les échantillons de roche prélevés par le Nautille pour en étudier les propriétés magnétiques et déterminer la paléointensité du champ lors de leur formation (Ravilly et al., 2001). Environ 70 échantillons ont été considérés. Bien que très dispersées, les aimantations rémanentes présentent une certaine cohérence, avec des valeurs fortes pour une croûte âgée de 0-5 ka, 25 ka et 40 ka, et des valeurs plus faibles à 10 ka, 30 ka et 60 ka (valeurs interpolées entre l'axe et la transition Brunhes-Matuyama; un seul âge, cohérent avec cette interpolation, a pu être obtenu par méthode K-Ar (technique Cassagnol). Environ 30 déterminations acceptables de la paléointensité ont été obtenues. Aimantations rémanentes et paléointensités se corrélient positivement (Figure 8a), la forte dispersion des valeurs pouvant être attribuée aux effets de l'altération. Les échantillons sont en effet semblables du point de vue de la composition chimique, de la minéralogie magnétique, et de la taille des grains aimantés.

Les paléointensités mesurées sont en accord avec celles obtenues à partir des carottes sédimentaires pélagiques (Figure 8b). Ces résultats soulignent que, malgré les incertitudes qui subsistent quant aux porteurs de l'aimantation des basaltes océaniques et aux effets de l'altération très rapides de ces basaltes, les variations d'aimantation rémanente de ces basaltes sont dominées par les variations de paléointensité du champ géomagnétique (Ravilly et al., 2001).

L'un des inconvénients majeur de la campagne Tamar était l'impossibilité de dater de manière indépendante les micro-anomalies observées et les échantillons collectés. Pour pallier ce problème, des données semblables ont été acquises sur la dorsale centrale indienne à 19°S, région où la dorsale subi l'influence du point chaud de la Réunion (Mahoney et al., 1989) et où les basaltes sont enrichis, offrant des conditions a priori plus propices à l'utilisation des méthodes de datation radiochronologiques. Le travail de datation et de mesure des paléointensités sur échantillons est en cours. À ce jour, seules les anomalies de surface (Figure 6), par deep tow et par submersible (Figure 9) ont été analysées et confirment l'excellente qualité de la croûte océanique comme enregistreur des fluctuations d'intensité géomagnétique.

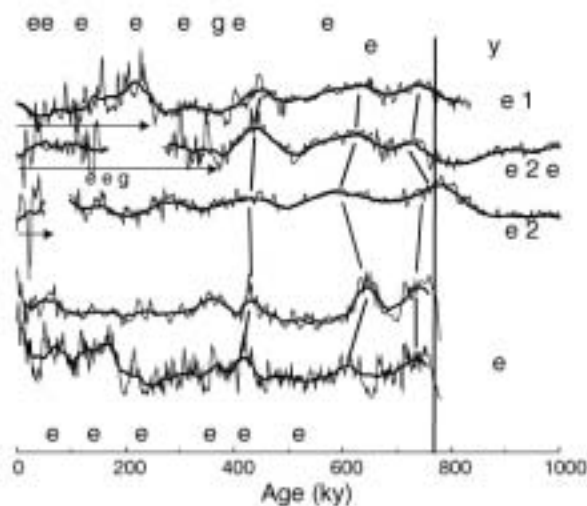


Fig. 7 : Anomalies magnétiques submersible Tamar
(haut) comparées à deux exemples de courbes de paléointensité relative du champ géomagnétique déduites des carottes sédimentaires. Les signaux originaux (traits fins) ont été filtrés (traits épais) de manière à laisser apparaître la composante de plus grande période, très semblable sur les deux types d'enregistrements.

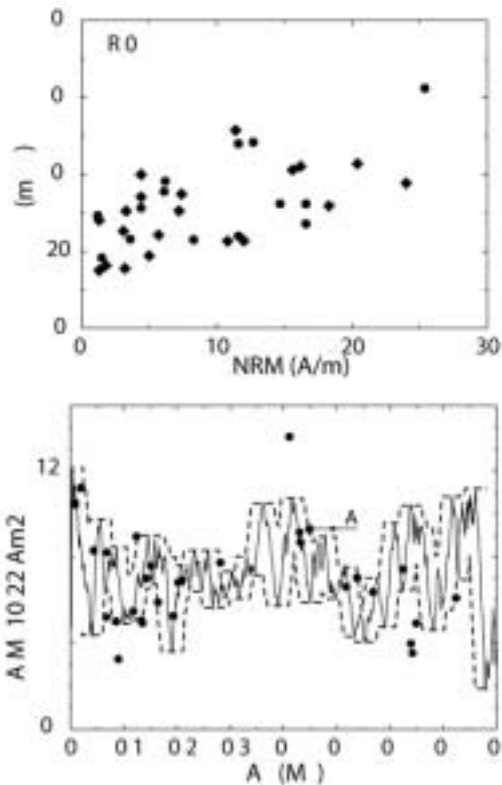


Fig. 8 : Aimantation rémanente et paléointensité mesurées sur les échantillons des deux traversées de l'axe de la dorsale médio-atlantique au centre du segment à 21°40'N, collectés par le submersible grands fonds Nautile lors de la campagne Tamar.

(Haut) : aimantation en fonction de la paléointensité, montrant une nette tendance linéaire entre les deux quantités. Ce diagramme suggère que la paléointensité a un effet déterminant sur l'aimantation rémanente, la dispersion étant liée essentiellement liée aux effets de l'altération.

(Bas) : valeurs de paléointensité absolues déterminées par méthode de Thellier & Thellier (1959) sur les échantillons, reportées en fonction de leur pseudo-âge (âge interpolé entre l'axe de la dorsale et la transition de polarité Brunhes-Matuyama, confirmé par la seule détermination acceptable obtenue par datation K-Ar méthode Cassignol). Ces valeurs sont cohérentes avec la courbe de paléointensité de Guyodo et Valet (1999) en supposant que la zone néovolcanique où se mettent en place les coulées de lave a une largeur de 2 km (d'après Ravilly et al., 2001).

QUELQUES EXEMPLES DE DATATION PAR MAGNÉTISME DE HAUTE RÉOLUTION

Les travaux de haute résolution réalisés par magnétomètre tracté deep tow ou par magnétomètre fixé à un submersible montrent donc clairement que la croûte océanique enregistre de manière excellente les variations de la paléointensité du champ géomagnétique, la restitution de ce signal dépendant essentiellement de l'altitude des mesures effectuées et du taux d'expansion.

Il est donc possible d'utiliser de tels enregistrements de haute résolution pour dater les fonds océaniques avec une résolution jusqu'alors inégalée. Cette méthode requiert que la succession des variations d'intensité soit datée a priori, soit par des points de calibration supplémentaires, soit par simple interpolation linéaire, comme cela a été réalisé pour l'échelle des inversions du champ géoma-

gnétique (LaBrecque et al., 1977; Lowrie et Alvarez, 1981; Berggren et al., 1985; Kent et Gradstein, 1985; Cande et Kent, 1992a et 1995; Channel et al., 1995). Parce que la détermination d'âges précis et fiables conditionne notre connaissance des processus de formation et d'évolution de la croûte océanique à l'axe des dorsales, une attention toute particulière doit être portée aux variations de la période de Brunhes (0-800 ka). Les datations en cours dans le cadre du projet Gimnaut participent de cet effort, qui gagnera aussi à intégrer les âges astronomiques, déduits de l'observation des cycles de Milankovitch sur les carottes sédimentaires (e.g. Langereis et al., 1997).

Sans forcément aller jusqu'à une telle précision, le magnétisme de haute résolution peut permettre de résoudre la plupart des cas de séquences d'anomalies trop courtes pour en permettre la reconnaissance univoque à partir de la seule échelle des inversions du champ géomagnétique, mentionnées précédemment (partie 5). Les marqueurs temporels supplémentaires obtenus sur les enregistrements de fond devraient en effet permettre de lever la plupart des ambiguïtés. Une approche similaire pourrait également permettre de rechercher des marqueurs temporels au sein des zones magnétiques calmes du Crétacé (partie 4).

A titre d'exemple des avantages apportés par cette approche, deux exemples de datation de dorsales fossiles sont présentés. Dater l'arrêt de l'accrétion à l'axe d'une dorsale fossile est en effet un exercice difficile : le taux d'expansion décroît progressivement, les anomalies deviennent de plus en plus étroites et tendent à se confondre, la distorsion résiduelle des anomalies augmente (Dymont et al., 1994) et leur amplitude décroît (Dymont & Fulop, 1997). Lors de la campagne Magofond 2 du N.O. Marion Dufresne (Dymont et al., 1999), nous avons réalisé un long profil deep tow (420 km, 4 jours) à travers une dorsale fossile au sud-est de l'île Maurice, proposée par Patriat (1987) sur la base de deux profils bathymétriques et magnétiques de surface. Bien que d'altitude inégale à cause d'un dysfonctionnement du système de positionnement en temps réel durant une partie de l'acquisition, ce profil montre clairement une symétrie par rapport à l'axe fossile, aussi marqué dans la bathymétrie, alors que cette symétrie n'apparaît pas aussi clairement sur les anomalies de surface, faute de détails (Figure 10). Cette symétrie confirme l'hypothèse de la dorsale fossile. Remarquons par ailleurs que l'anomalie 22 inverse est marquée par une variation de relativement grandes amplitudes et longueur d'onde dans l'enregistrement de fond, qui explique la micro-anomalie souvent observée sur les données de surface au taux d'expansion rapide des océans Indien et Pacifique (voir partie 5). Les anomalies magnétiques de surface et de fond ne permettent pas de trancher définitivement sur l'âge de l'arrêt de l'expansion. D'un côté, l'amplitude des anomalies comprises entre les deux anomalies 21 conjuguées n'excède pas celle des micro-anomalies superposées à l'anomalie 22 inverse, suggérant qu'il puisse s'agir de la seule anomalie 20 inverse. Dans ce cas, le demi-taux d'expansion est au moins en moyenne de 13 km/Ma durant l'anomalie 20r, plus faible que les taux observés auparavant de 46 km/Ma aux anomalies 22

et 21r puis de 16 km/Ma à l'anomalie 21, mais encore élevé par rapport au taux nul qui lui succède : l'arrêt de l'expansion serait donc brusque. D'un autre côté, l'amplitude relativement faible des anomalies comprises entre les anomalies 21 conjuguées peut aussi traduire la diminution d'amplitude avec le taux d'expansion observé globalement (Fulop, 1996; Dymont et Fulop, 1997) et à l'axe de plusieurs autres dorsales fossiles (par exemple la dorsale fossile des Mascareignes et son anomalie 27 d'amplitude réduite; la dorsale fossile du bassin de Wharton, quasi contemporaine de celle de Maurice, et ses anomalies 20 à 18 d'amplitude de plus en plus faible). Si l'on recherche une séquence d'anomalies à taux très faible, on peut interpréter la séquence de deux pics (dédoublée par symétrie par rapport à l'axe fossile) comme étant les anomalies 20 et 18 (l'anomalie 19, trop brève, ne serait pas visible à ce taux) : le taux d'expansion décroît alors de 16 km/Ma à l'anomalie 21 à environ 4 km/Ma aux anomalies 20 à 18, en accord avec un arrêt plus progressif de l'expansion.

Il manque à notre interprétation de la dorsale fossile de Maurice un élément essentiel : un profil de référence sur lequel caler notre interprétation des micro-anomalies observées. Ce profil de référence pourrait être une courbe de variation de la paléointensité déduite d'enregistrements sédimentaires, ou un autre profil deep tow réalisé sur une séquence d'anomalies 18 à 21 clairement identifiée et ne présentant aucune complication tectonique. Lors de la campagne Famex du N.O. L'Atalante (Michaud et al., 2002), nous avons réalisé plusieurs profils deep tow à travers deux dorsales fossiles présumées du Pacifique oriental au large des côtes de Basse Californie. Nous présentons ici le profil de fond acquis à travers l'axe fossile de Guadalupe, au sud de l'île éponyme (Figure 11). De nouveau on retrouve des anomalies de plus en plus étroites et d'amplitude de plus en plus faible à proximité de l'axe fossile. Dans ce cas cependant, un profil magnétique de fond a été réalisé sur une croûte d'âge semblable, dans une région tectoniquement peu perturbée située 900 km au sud de la zone d'étude. La comparaison des deux profils de fond permet de reconnaître clairement des détails de chacune des anomalies 5A à 5AD, et donc de dater sans ambiguïté l'arrêt de l'expansion de la partie la plus jeune de l'anomalie 5A (~11.935 Ma d'après Cande & Kent, 1995). Ce dernier exemple illustre clairement la nécessité de disposer de profils magnétiques de fond de référence, pour pouvoir reconnaître des "séquences de paléointensité" comme l'on reconnaît aujourd'hui des séquences de polarité. Bien que la validité globale de tels profils de référence reste à démontrer, on peut néanmoins être raisonnablement optimiste sur ce point, dans la mesure où 1) les enregistrements sédimentaires provenant de régions éloignées (situées cependant pour la plupart dans les zones intertropicales) montrent une grande reproductibilité pour les derniers millions d'années, 2) les micro-anomalies observées à la surface des océans présentent également des variations très semblables entre bassins très éloignés (e.g., Cande & Kent, 1992b; Gee et al., 1996), et 3) les enregistrements de très haute résolution acquis sur l'anomalie 5 au large de la Californie (Bowers et al., 2001) semblent présenter les mêmes varia-

tions qu'un profil deep tow réalisé aux antipodes de cette région, sur la dorsale centrale indienne, lors de la campagne Magofond 2 (Figure 12). L'enjeu à long terme n'est autre que l'établissement d'une courbe des variations d'intensité du champ géomagnétique

couvrant les 160 derniers millions d'années. Outre son intérêt pour dater les fonds océaniques avec une précision jusqu'alors inégalée, une telle courbe serait d'un grand intérêt pour l'étude du champ magnétique terrestre et du fonctionnement du noyau de notre planète.

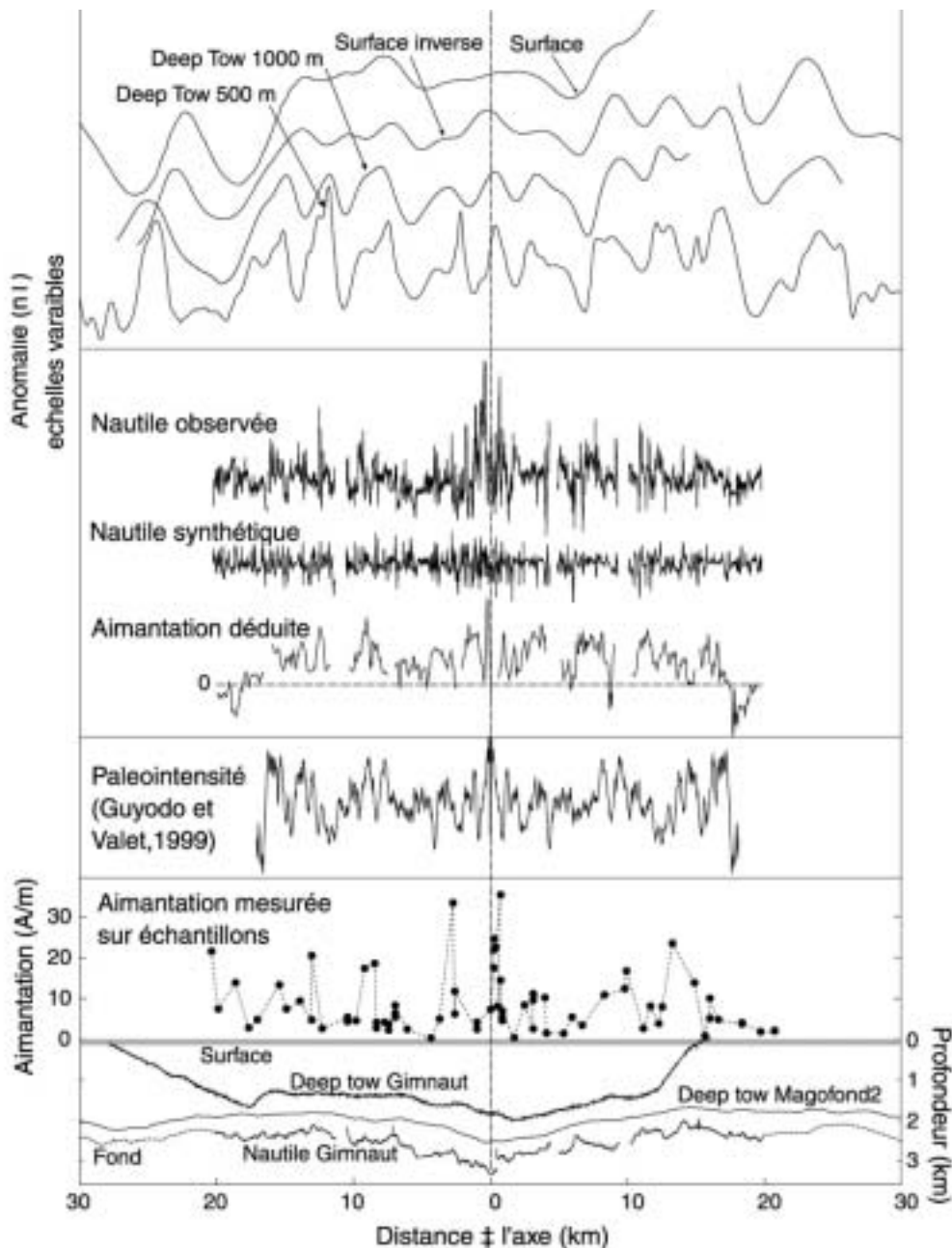


Fig. 9 : Comparaison de données magnétiques acquises à différentes altitudes lors des campagnes Magofond 2 et Gimnaut des N.O. Marion Dufresne et L'Atalante sur la dorsale centrale indienne à 19°S.

(De haut en bas) : anomalie magnétique de surface, aimantation équivalente, anomalie magnétique deep tow à 1000 et à 500 m du fond ; anomalie magnétique scalaire observée à quelques mètres du fond, anomalie magnétique scalaire modélisée en supposant une géométrie 2D basée sur la topographie et l'altitude du submersible, et estimation de l'aimantation qui en découle ; courbe de paléointensité relative du champ géomagnétique proposée par Guyodo et Valet (1999) ; aimantation mesurée sur les échantillons à bord (mesures préliminaires) ; géométrie des différents profils réalisés.

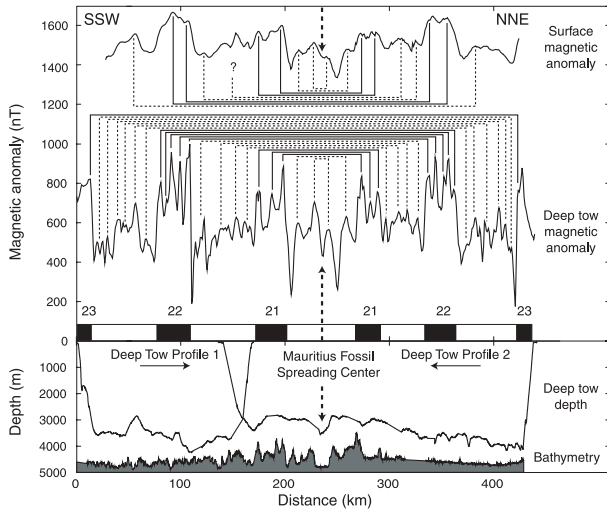


Fig. 10: Données magnétiques de surface et de fond à travers la dorsale fossile de Maurice, océan Indien.

De bas en haut, topographie et navigation du magnétomètre deep tow; intervalles de polarité reconnus, normale (noir) ou inverse (blanche); profil d'anomalies magnétiques de fond et corrélation d'anomalies conjuguées; profil d'anomalies magnétiques scalaires de surface et corrélation d'anomalies conjuguées.

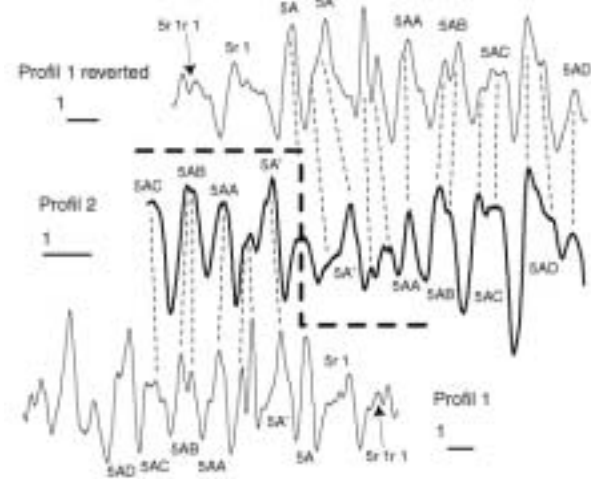


Fig. 11: Données magnétiques de fond à travers la dorsale fossile de Guadalupe, au large de la Basse Californie, dans l'océan Pacifique (trait gras, milieu).

Ces données sont comparées à celles acquises sur un profil de référence situé 900 km au Sud, à travers une croûte océanique normale, sans variation notable du taux d'expansion (traits fin, haut et bas), permettant ainsi de reconnaître la forme détaillée des anomalies et de dater avec précision l'âge de l'extinction de la dorsale de Guadalupe.

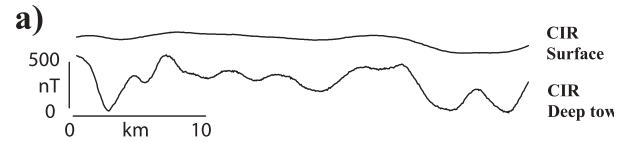


Fig. 12: Comparaison des données magnétiques de surface et de fond acquises à travers l'anomalie 5 dans les océans Pacifique Nord et Sud (Bowers et al., 2001) et sur le flanc Africain de la dorsale centrale indienne (campagne Magofond 2, Dymont et al., 1999).

Bien qu'acquies à des altitudes et à des taux très différents (par exemple, respectivement 200 m et 30 km/Ma pour la dorsale Juan de Fuca, 800 m et 20 km/Ma pour la dorsale centrale indienne), on retrouve les mêmes fluctuations géomagnétiques de plus grande période sur les profils.

CONCLUSIONS

En interprétant les anomalies magnétiques océaniques comme résultant de l'expansion des fonds océaniques, Vine et Matthews (1963) ont permis l'acceptation générale de la Tectonique des Plaques. Depuis, grâce à ces anomalies, la majeure partie des fonds océaniques a été datée, ce qui a permis de reconstituer son histoire et celle des continents adjacents.

Des difficultés empêchent néanmoins de compléter la carte globale de l'âge des fonds océaniques (Cande et al., 1989; Müller et al., 1997; Figure 1). En effet, pour être viable, la méthode de datation des fonds océaniques par les anomalies magnétiques scalaires enregistrées en surface requiert un vecteur aimantation d'orientation distincte de la direction d'allongement des structures, l'absence de perturbations magnétiques d'origine externe, une occurrence suffisamment fréquente des inversions pour offrir une résolution satisfaisante, et enfin une tectonique relativement régulière favorisant l'identification de séquences longues. Ces conditions ne sont pas toujours remplies, générant divers problèmes. Un problème méthodologique, qui annule ces anomalies dans le cas de linéations subméridiennes proches de l'équateur, est lié à la nature des anomalies scalaires mesurées et trouve sa solution dans la mise en œuvre de magnétomètres vectoriels. Un problème géomagnétique, l'altération des anomalies enregistrées aux hautes latitudes et dans une étroite ceinture équatoriale par les variations temporelles du champ magnétique externe, trouve sa solution dans la mise en œuvre de magnétomètres gradiométriques. Un problème paléomagnétique, l'occurrence de longues périodes de même polarité (notamment entre 83 et 118 Ma) qui limitent la résolution temporelle de la méthode, trouvera peut-être sa solution dans la découverte de nouveaux marqueurs géomagnétiques au sein de ces longues périodes. Un problème géologique enfin, celui des séquences d'anomalies trop courtes pour pouvoir être datées de manière univoque, rencontrées dans des bassins tectoniquement complexes, d'arrière arc, ou encore isolés par un saut de dorsale, trouve généralement une solution dans l'acquisition de données magnétiques de haute

résolution, par l'usage conjoint de magnétomètres de surface et deep tow. Bien que les bassins océaniques qui ne sont pas encore datés de manière satisfaisante ne représentent que 20 à 30 % de l'ensemble des fonds océaniques, ils correspondent souvent à des zones clés pour la compréhension globale de l'histoire tectonique de notre planète.

Comme on l'a vu, une partie importante des difficultés rencontrées trouve sa solution dans l'application de technologies en grande partie disponibles, mais malheureusement encore trop peu utilisées. Les magnétomètres scalaires et vectoriels sont des instruments peu coûteux, et même les centrales d'attitude deviennent abordables, permettant d'envisager toute une gamme d'instruments complémentaires : magnétomètres vectoriels de bord, magnétomètres vectoriels tractés en surface ou en profondeur et couplés à une centrale d'attitude ; magnétomètres vectoriels adaptés à divers véhicules sous-marins ; magnétomètres scalaires de fond ; combinaison de plusieurs magnétomètres scalaires de manière à mesurer les gradients horizontaux et verticaux du champ...

Une autre partie des difficultés rencontrées peut être levée en réalisant des levés magnétiques de haute résolution, à l'aide de magnétomètres de fond tractés ou installés sur un submersible. Comme l'ont montré les expériences menées dans des régions présentant des taux d'expansion très différents, la croûte océanique magmatique est un bon enregistreur des fluctuations complexes de l'intensité du champ géomagnétique. L'obtention de marqueurs temporels supplémentaires, excursions ou variations d'intensité du champ géomagnétique, permet ainsi d'allonger les séquences considérées et de diminuer la probabilité d'erreur dans la reconnaissance de ces séquences. Par ailleurs, le critère de forme détaillée de chaque anomalie permet des identifications plus fiables. La restitution de ces variations sur les profils magnétiques de fond ne dépend que du taux d'expansion et de l'altitude des levés magnétiques effectués. Ces profils magnétiques devraient donc permettre de dater les fonds océaniques avec une résolution jusqu'alors inégalée.

Le concept développé 40 ans auparavant par Vine et Matthews (1963) pour expliquer les anomalies magnétiques enregistrées à la surface des océans reste donc valide dans une gamme d'échelles bien plus vaste que celle initialement considérée par ces auteurs. Comme on l'a vu ci-dessus, les données magnétiques de fond, deep tow et submersible, permettent d'atteindre une résolution spatiale kilométrique, ou encore une résolution temporelle de l'ordre de 10 à 100 ka. Inversement, les anomalies liées à l'expansion des fonds océaniques apparaissent aussi sur les données magnétiques satellitaires, (LaBrecque & Raymond, 1985 ; Toft & Arkani-Hamed, 1992 ; Cohen et Achache, 1994 ; Fullerton et al., 1994 ; Dymont et Arkani-Hamed, 1998 ; Purucker & Dymont, 2000), à des longueurs d'onde variant de 200 à 2000 km, comme le montre l'exemple de l'océan Pacifique du sud-est représenté en Figure 13.

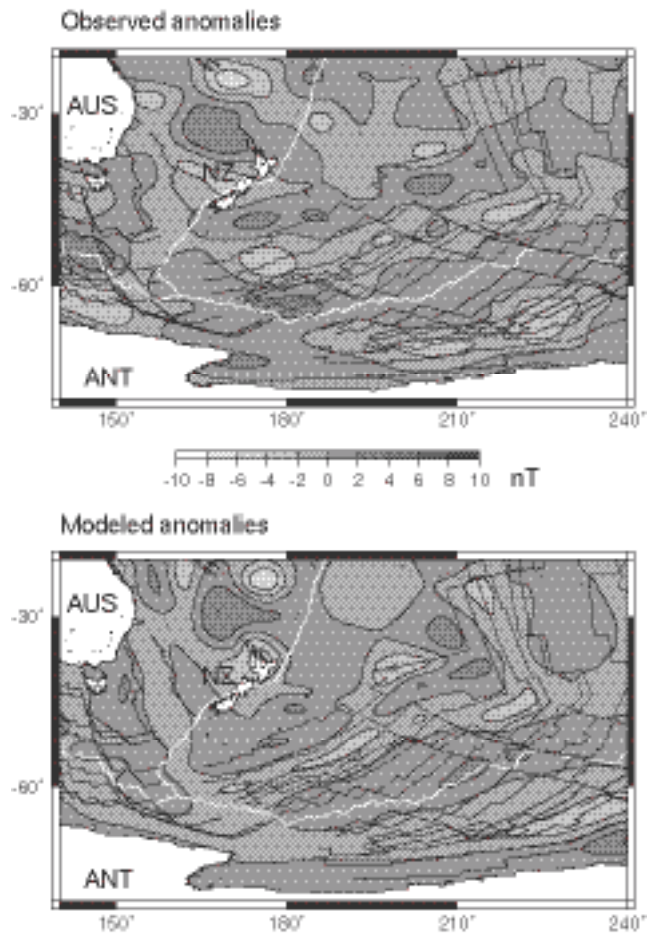


Fig. 13: (Haut) Anomalies magnétiques observées par le satellite Magsat à 400 km d'altitude dans le sud-ouest de l'océan Pacifique après réduction. (Bas) Anomalies modélisées à la même altitude.

Les intensités d'aimantation sont contraintes par la carte des âges des fonds océaniques (Müller et al., 1997) et l'échelle des inversions géomagnétiques (Cande & Kent, 1995), les directions par les mouvements relatifs des plaques (Royer et al., 1992) et les pôles paléomagnétiques de l'Afrique (extraits des cartes globales de Dymont et Arkani-Hamed, 1998).

REMERCIEMENTS

Ce travail représente le résultat de nombreux projets menés au cours de huit années passées dans l'Unité de Recherche Associée puis l'Unité Mixte de Recherche "Domaines Océaniques" du CNRS et de l'Université de Bretagne Occidentale à Brest. Je remercie les équipes scientifiques des campagnes Tammar, Magofond 1, Magofond 2, Gimnaut et Famex ainsi que les équipages du N.O. Nadir, N.O. Marion Dufresne et N.O. L'Atalante qui ont permis d'acquérir une grande partie des données présentées ici. Ces travaux n'auraient pas été possibles sans la collaboration établie depuis 1995 avec Kensaku Tamaki et son équipe de l'Ocean Research Institute de Tokyo, dont Chiori Tamura, Keizo Sayanagi, et Michiko Yamamoto. La collaboration fructueuse développée avec nos collègues G.C. Bhattacharya et A.K. Chaubey du National Institute of Oceanography indien sous l'égide du CEFIPRA a permis de présenter l'exemple des bassins d'Arabie et de Somalie orientale. Je tiens à saluer mes étudiants, Chie Honsho, Morgane Ravilly, Anna Fulop,

Sébastien Gac, Vincent Dréville, Mitsuko Kitazawa et Claire Bouligand, auxquels sont dus certains des résultats présentés ici. Un grand merci enfin à mes collègues Yves Gallet, Christophe Hémond, Pascal Gente, Philippe Patriat, Marcia Maia, Chantal Tisseau, Jean Goslin, Pascal Tarits, Jean-Yves Royer, François Michaud et Nobukazu Seama pour les discussions sur divers aspects présentés ici. Les gouvernements de l'île Maurice et du Mexique ont permis d'effectuer des travaux dans leurs zones économique exclusive durant les campagnes Magofond 2, Gimnaut, et Famex.

RÉFÉRENCES

Banerjee, S.K., *The magnetic layer of the oceanic crust - How thick is it?* *Tectonophysics*, 105, 15-27, 1984.

Berggren, W.A., D.V. Kent, J.J. Flynn & J.A. Van Couvering, *Cenozoic geochronology*, *Geol. Soc. Am. Bull.* 96, 1407-1418, 1985.

Bhattacharya, G. C., A.K. Choubey, G.P.S. Murty, K. Srinivas, K.V.L.N.S. Sarma, V., Subrahmanyam & K.S. Krishna, *Evidence for seafloor spreading in the Laxmi Basin, northeastern Arabian Sea*. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 125, 211-220, 1994.

Blakely, R.J., *Geomagnetic reversals and crustal spreading rates during the Miocene*, *J. Geophys. Res.*, 79, 2979-2985, 1974.

Blakely, R.J., *Potential Theory in gravity and magnetic applications*, 441pp., Cambridge University Press, Cambridge, 1995

Blakely, R.J., & A. Cox, *Evidence for short geomagnetic polarity intervals in the Early Cenozoic*, *J. Geophys. Res.*, 77, 7065-7072, 1972.

Bowers, N.E., S.C. Cande, J.S. Gee, J.A. Hildebrand & R.L. Parker, *Fluctuations of the paleomagnetic field during chron C5 as recorded in near-bottom marine magnetic anomalies*, *J. Geophys. Res.*, 106, 26 379-26 396, 2001.

Cannat, M., *Emplacement of mantle rocks in the seafloor at mid-ocean ridges*, *J. Geophys. Res.*, 98, 4163-4172, 1993.

Cannat, M., C. Mevel, M. Maia, C. Deplus, C. Durand, P. Gente, P. Agrinier, A. Belarouchi, G. Dubuisson, E. Humler & J. Reynolds, *Thin crust, ultramafic exposures, and rugged faulting patterns at the Mid-Atlantic Ridge (22°-24°N)*, *Geology*, 23, 49-52, 1995.

Cande, S.C., J.L. LaBrecque, R.L. Larson, W.C. III Pitman, X. Golovchenko and W.F. Haxby, *Magnetic lineations of the World's ocean basins (carte)*, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, USA, 1989.

Cande, S.C. & D.V. Kent, *A new geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic*, *J. Geophys. Res.*, 97, 13,917-13,951, 1992a.

Cande S.C. & D.V. Kent, *Ultrahigh resolution marine magnetic anomaly profiles: a record of continuous paleointensity variations*, *J. Geophys. Res.*, 97, 15,075-15,083, 1992b.

Cande, S.C., & D.V. Kent, *Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the late Cretaceous and Cenozoic*, *J. Geophys. Res.*, 100, 6093-6095, 1995.

Cande, S.C. & J.L. LaBrecque, *Behavior of the earth's paleomagnetic field from small scale marine magnetic anomalies*, *Nature*, 247, 26-28, 1974.

Carlut, J. & V. Courtillot, *How complex is the time-averaged geomagnetic field over the past 5 million years?* *Geophys. J. Int.*, 134, 527-544, 1998

Carlut, J. & D.V. Kent, *Paleointensity record in zero-age submarine basalt glass : Testing a new dating technique for recent MORBS.*, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 389-401, 2000.

Carlut, J. & D.V. Kent, *Grain-size dependent paleointensity results from very recent MORBs*, *J. Geophys. Res.*, 107, 10.1029/2001JB000439, 2002.

Channell, J., E. Erba, M. Nakanishi & K. Tamaki, *Geochronology, Time Scales and Stratigraphic Correlation*, W. Berggren, D. Kent, M. Aubry J. Hardenbol (eds.), *SEPM Spec. Publ.* 54, 51-64, 1995.

Chaubey, A. K., G.C. Bhattacharya, G.P.S. Murty, K. Srinivas, T. Ramprasad & D. Gopala Rao, *Early Tertiary seafloor spreading magnetic anomalies and paleo-propagators in the northern Arabian Sea*. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 154, 41-52, 1998.

Chaubey, A.K, J. Dymont, G.C. Bhattacharya, J.Y. Royer, K. Srinivas & V. Yatheesh, *Paleogene magnetic isochrons and paleo-propagators in the Arabian and Eastern Somali basins, Northwest Indian Ocean*. *Special Publication of the Geological Society of London "The geologic and climatic evolution of the Arabian Sea region"*, 195, 2002.

Chauvin, A., M. Ravilly, H. Horen, J. Dymont & C. Hémond, *Paleointensity results obtained on Brunhes age oceanic basalts and volcanic glasses from the central Indian ridge (résumé)*, Joint EGS – EUG – AGU Meeting, Nice, 7-11 avril 2003.

Cochran, J.R., *Somali Basin, Chain Ridge, and the origin of the Northern Somali Basin gravity and geoid low*, *J. Geophys. Res.*, 93, 11,985-12,008, 1988.

Cohen, Y. & J. Achache, *Contribution of induced and remanent magnetization to long-wavelength oceanic magnetic anomalies*, *J. Geophys. Res.*, 99, 2943-2954, 1994

Deschamps, A. & S. Lallemand, *The West Philippine Basin: An Eocene to early Oligocene back arc basin opened between two opposed subduction zones*, *J. Geophys. Res.*, 107, 10.1029/2001JB001706, 2002.

Dréville, V., *Structure d'une transition de polarité magnétique : apport des données magnétiques de fond et de surface, conséquences sur les processus de l'accrétion*, Mémoire de DEA de Géosciences Marines, Université de Bretagne Occidentale, 46pp., 2001.

Dunlop, D.J. & M. Prévot, *Magnetic properties and opaque mineralogy of drilled submarine intrusive rocks*, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 69, 763-802, 1982.

Dymont, J., *Structure et évolution de la lithosphère océanique dans l'océan Indien: apport des anomalies magnétiques*. Thèse de Doctorat de Géophysique Interne, Ecole et Observatoire de Physique du Globe de Strasbourg, 1991.

Dymont, J., *Evolution of the Carlsberg Ridge between 60 and 45 Ma : ridge propagation, spreading asymmetry, and the Deccan-Reunion hotspot*. *J. Geophys. Res.*, 103,

- 24067-24084, 1998.
- Dyment, J. & J. Arkani-Hamed, Spreading rate dependent magnetization of the oceanic lithosphere inferred from the anomalous skewness of marine magnetic anomalies, *Geophys. J. Int.*, 121, 789-804, 1995.
- Dyment, J. & J. Arkani-Hamed, Contribution of lithospheric remanent magnetization to satellite magnetic anomalies over the World's oceans. *J. Geophys. Res.*, 103, 15423-15441, 1998.
- Dyment, J. & A. Fulop, Variations of magnetic anomaly shape and amplitude with spreading rate, implications for the magnetic structure and properties of the oceanic lithosphere (résumé), *Eos Trans. Am. Geophys. Union*, Fall meeting, 1997
- Dyment, J., S.C. Cande & J. Arkani-Hamed, Skewness of marine magnetic anomalies created between 85 and 40 Ma in the Indian Ocean, *J. Geophys. Res.*, 99, 24, 121-24, 134, 1994.
- Dyment, J., J. Arkani-Hamed & A. Ghods, A., Contribution of serpentinized ultramafics to marine magnetic anomalies at slow and intermediate spreading centers: insights from the shape of the anomalies, *Geophys. J. Int.*, 129, 691-701, 1997.
- Dyment, J., Y. Gallet & the Magofond 2 Scientific Party, The Magofond 2 cruise: a surface and deep tow survey on the past and present Central Indian Ridge. *InterRidge News*, 8(1), 25-31, 1999.
- Dyment J., C. Hemond & the Gimnaut Scientific Party, Deep-sea exploration of the Central Indian Ridge at 19°S, *InterRidge News*, 9(2), 29-32, 2000.
- Dyment, J., F. Michaud, J.-Y. Royer, J. Bourgois, B. Sichler, W. Bandy, C. Mortera, M. Sosson, B. Pontoise & T. Calmus, Contrasted fossil spreading centers off Baja California (résumé), Joint EGS – EUG – AGU Meeting, Nice, 7-11 avril 2003.
- Fullerton, L.G., H.V. Frey, J.H. Roark & H.H. Thomas, Contribution of Cretaceous Quiet Zone Natural Remanent Magnetization to Magsat anomalies in the Southwest Indian Ocean, *J. Geophys. Res.*, 99, 11923-11936, 1994.
- Fulop, A., Amplitude des anomalies océaniques, *Mémoire de Maîtrise de Sciences de la Terre, Université de Bretagne Occidentale*, 26pp., 1996.
- Gee, J., D.A. Schneider & D.V. Kent, Marine magnetic anomalies as recorders of geomagnetic intensity variations, *Earth Planet. Sci. Lett.* 144, 327-335, 1996.
- Gee J. & D.V. Kent, Magnetization of axial lavas from the southern East Pacific Rise (14°-23°S): geochemical controls on magnetic properties, *J. Geophys. Res.*, 102, 24873-24886, 1997.
- Gee, J., S.C. Cande, J. Hildebrand, K. Donnelly & R. Parker, Geomagnetic intensity variations over the past 780 kyr obtained from near-seafloor magnetic anomalies, *Nature*, 408, 827-832, 2000.
- Gee, J. & S.C. Cande, A surface-towed vector magnetometer, *Geophys. Res. Lett.*, 29, 10.1029/2002GL015245, 2002
- Gente, P., R.A. Pockalny, C. Durand, C. Deplus, M. Maia, G. Ceuleneer, C. Mével, M. Cannat & C. Laverne, Characteristics and evolution of the segmentation of the Mid-Atlantic Ridge between 20°N and 24°N during the last 10 millions years, *Earth and Planetary Sciences Letters*, 129, 55-71, 1995.
- Gente, P., G. Ceuleneer, O. Dauteuil, J. Dyment, C. Honsho, C. Laverne, C. Le Turdu, N. Mitchell, M. Ravilly & R. Thibaud, On- and off-axis submersible investigations on a highly magmatic segment of the Mid-Atlantic Ridge (21°40'N): the TAMMAR cruise, *InterRidge News*, 5, 27-31, 1996.
- Grommé, C.S., E.A. Mankinen, M. Marshall & R.S. Coe, Geomagnetic paleointensities by the Thelliers' method from submarine pillow basalts: Effects of submarine weathering, *J. Geophys. Res.*, 84, 3 553-3 575, 1979.
- Guyodo, Y. & Valet, J.P., 1999. Global changes in intensity of the earth's magnetic field during the past 800 kyr, *Nature*, 399, 249-252.
- Harrison, C.G.A., Marine magnetic anomalies - The origin of the stripes, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 15, 505-543, 1987.
- Hilde, T.C.W. & C.S. Lee, Origin and evolution of the West Philippines Basin: a new interpretation, *Tectonophysics*, 102, 85-104, 1984.
- Hinschberger F., J. Malod, J.P. Rehault, J. Dyment, C. Honthaas, M. Villeneuve & S. Burhanuddin, Origine et évolution du bassin Nord-Banda (Indonésie) : apport des données magnétiques. *C. R. Acad. Sci. Paris, Earth Planet. Sci.* 331, 507-514, 2000.
- Hinschberger F., J. Malod, J. Dyment, C. Honthaas, J.P. Rehault & S. Burhanuddin, Magnetic lineations constraints for the back-arc opening of the Late Neogene South Banda Basin (eastern Indonesia), *Tectonophysics* 333, 47-59, 2001.
- Honsho, C., Magnetic structure of the Mid-Atlantic Ridge 21°40'N segment: an approach from near-bottom magnetic measurements onboard a submersible, *Ph.D. Thesis, Univ. Tokyo*, 1999.
- Hooft, E.E.E., H. Schouten, and R.S. Detrick, Constraining Crustal Emplacement Processes from the Variation of Seismic Layer 2A Thickness at the East Pacific Rise, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 142, 289-309, 1996.
- Isezaki, N., A new shipboard three-component magnetometer, *Geophysics*, 51, 1992-1998, 1986a.
- Isezaki, N., A magnetic anomaly map of the Japan Sea, *J. Geomag. Geoelectr.* 38, 403-410, 1986b.
- Isezaki, N. & Y.V. Shevaldin, Geomagnetic anomalies of the Japan Sea, In *Geology and Geophysics of the Japan Sea (Japan-USSR Monograph Series, Vol. 1)*, N. Isezaki, I.I. Bersenev, K. Tamaki, B. Ya. Karp & E.P. Lelikov Eds, pp. 41-47, 1996.
- Isezaki, N. & S. Uyeda, Geomagnetic anomaly patterns of the Japan Sea, *Mar. Geophys. Res.*, 2, 51-59, 1973
- Juteau, T., M. Cannat & Y. Lagabrielle, Serpentinized peridotites in the upper oceanic crust away from transform zones: a comparison of the results of previous DSDP and ODP legs, *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 106/109, 303-308, 1990.
- Kent D.V. & J. Gee, Magnetic alteration of zero-age oceanic basalts, *Geology*, 24, 703-706, 1996.
- Kent, D.V. & F.M. Gradstein, A Cretaceous and Jurassic geochronology, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 96, 1419-1427, 1985
- Kent, D.V., B.M. Honnorez, N.D. Opdyke & P.J. Fox,

- Marine properties of dredged oceanic gabbros and the source of marine magnetic anomalies*, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 55, 513-537, 1978.
- Kidd, R., *The nature and shape of the source of marine magnetic anomalies*, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 33, 310-320, 1977.
- Korenaga, J., *Comprehensive analysis of marine magnetic vector anomalies*, *J. Geophys. Res.* 100, 365-378, 1995.
- LaBrecque, J.L. & C.A. Raymond, *Seafloor spreading anomalies in the Magsat field*, *J. Geophys. Res.*, 90, 2565-2575, 1985.
- LaBrecque, J.L., D.V. Kent & S.C. Cande, *Revised magnetic polarity time scale for Late Cretaceous and Cenozoic time*, *Geology*, 5, 330-335, 1977.
- Langereis, C.G., M.J. Dekkers, G.J. de Lange, M. Paterné, & P.J.M. van Santvoort, *Magnetostratigraphy and astronomical calibration of the last 1.1 Myr from an eastern Mediterranean piston core and dating of short events in the Brunhes*, *Geophys. J. Int.*, 129, 75-94, 1997.
- Lonsdale, P., 1991, *Structural patterns of the Pacific floor offshore of peninsular California*, in Dauphin, J.P., and Simoneit, B.R.T., eds., *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*, *Am. Assoc. Petr. Geol., Memoir* 47: 87-125.
- Lowrie, W. & W. Alvarez, *One hundred million years of geomagnetic polarity history*, *Geology*, 9, 392-397, 1981
- Macdonald, K.C., B. Luyendyk, T. Atwater & L. Shure, *Investigation of a Vine-Matthews magnetic lineation from a submersible: the source and character of marine magnetic anomalies*, *J. Geophys. Res.*, 88, 3403-3418, 1983.
- Mahoney, J.J., J.H. Natland, W.M. White, R. Poreda, S.H. Bloomer, R.L. Fisher & A.N. Baxter, *Isotopic and geochemical provinces of the Western Indian Ocean spreading centers*, *J. Geophys. Res.*, 94, 4033-4052, 1989.
- Mandea, M., S. Macmillan, T. Bondar, V. Golovkov, B. Langlais, F. Lowes, N. Olsen, J. Quinn, and T. Sabaka, *International Geomagnetic reference Field – 2000*, *EoS*, 82, 347, 2001.
- Mercuriev, S., P. Patriat & N. Sotchevanova, *Evolution de la dorsale de Carlsberg: évidence pour une phase d'expansion très lente entre 40 et 25 Ma (A18 à A7)*, *Oceanologica Acta*, 19, 1-13, 1995.
- Michaud, F., J. Bourgois, J.Y. Royer, J. Dymont, B. Sichter, W. Bandy, C. Mortera, T. Calmus, M. Vieyra, M. Sosson, B. Pontoise, F. Bigot-Cormier, O. Diaz, A. Hurtado, G. Pardo & C. Trouillard-Perrot, *The FAMEX cruise off Baja California (March/April 2002) : Preliminary results (résumé)*, *Eos Trans. Am. Geophys. Union, Fall meeting*, 2002.
- Müller, R., W. Roest, J.-Y. Royer, L. Gahagan, and J. Sclater, *Digital isochrons of the world's ocean floor*, *J. Geophys. Res.*, 102, 3211-3214, 1997.
- Nazarova, K.A., *Some peculiarities of the magnetic layer structure for the slowly spreading Mid-Atlantic Ridge*, *Mar. Geophys. Res.*, 16, 455-462, 1994.
- Oufi, O., M. Cannat & H. Horen, *Magnetic properties of variably serpentized abyssal peridotites*, *J. Geophys. Res.*, 107, 10.1029/2001JB000549, 2002.
- Parker, R.L. & S.P. Huestis, *The inversion of magnetic anomalies in the presence of topography*, *J. Geophys. Res.*, 79, 1587-1593, 1974.
- Pariso, J.E. & H.P. Johnson, *Do lower crustal rocks record reversals of the Earth magnetic field? Magnetic petrology of oceanic gabbros from ODP Hole 735B*, *J. Geophys. Res.*, 98, 16013-16032, 1993a.
- Pariso, J.E. & H.P. Johnson, *Do layer 3 rocks make a significant contribution to marine magnetic anomalies? In situ magnetization of gabbros at Ocean Drilling Program Hole 735B*, *J. Geophys. Res.*, 98, 16033-16052, 1993b.
- Patriat, P., *Reconstitution de l'évolution du système de dorsales de l'océan Indien par les méthodes de la cinématique des plaques*, 308 pp., *Territoire des Terres Australes et Antarctiques Françaises*, Paris, 1987.
- Pick T. & L. Tauxe, *Geomagnetic paleointensities during the Cretaceous normal superchron measured using submarine basalts*, *Nature*, 366, 238-242, 1993a.
- Pick T. & L. Tauxe, *Holocene paleointensities: Thellier experiments on submarine basaltic glass from the East Pacific Rise*, *J. Geophys. Res.*, 98, 17949-17964, 1993b.
- Pockalny, R.A., A. Smith & P. Gente, *Spatial and temporal variability of crustal magnetization of a slowly spreading ridge: Mid-Atlantic Ridge (20° -24° N)*, *Mar. Geophys. Res.*, 17, 301-320, 1995.
- Pouliquen G., Y. Gallet, J. Dymont, P. Patriat & C. Tamura, *A geomagnetic record over the last 3.5 million years from deep-tow magnetic anomaly profiles across the Central Indian Ridge*, *J. Geophys. Res.*, 106, 10 941-10 960, 2001a.
- Pouliquen, G., Y. Gallet, J. Dymont, P. Patriat, C. Tamura, *Correction to "A geomagnetic record over the last 3.5 million years from deep-tow magnetic anomaly profiles across the Central Indian Ridge"*, *J. Geophys. Res.*, 106, 30 549, 2001b.
- Prévot, M., A. Lecaille & E.A. Mankinen, *Magnetic effects of magnetization of oceanic crust*, *J. Geophys. Res.*, 86, 4009-4020, 1981.
- Prévot, M., E.A. Mankinen, C.S. Grommé, & A. Lecaille, *High paleointensities of the geomagnetic field from thermomagnetic studies on rift valley pillow basalts from the mid-Atlantic ridge*, *J. Geophys. Res.*, 88, 2316 - 2326, 1983.
- Purucker, M.E. & J. Dymont, *Satellite magnetic anomalies related to seafloor spreading in the South Atlantic Ocean*, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 2765-2768, 2000
- Rabinowicz, D.P., M.F. Coffin & D. Falvey, *The Madagascar-Africa separation*, *Science*, 220, 67-69, 1983
- Ravilly, M., *Etude de l'anomalie magnétique axiale le long de la ride médio-Atlantique: implications sur les processus de l'accrétion et les variations temporelles du champ géomagnétique*, Thèse Doct. Univ. Bretagne Occidentale, Brest, 1999.
- Ravilly, M., J. Dymont, P. Gente & R. Thibaud, *Axial magnetic anomaly amplitude along the Mid-Atlantic Ridge between 20°N and 40°N*, *J. Geophys. Res.*, 103, 24201-24222, 1998.
- Ravilly M., Horen H., Perrin M., Dymont J., Gente P. &

- Guillou H., 2000. NRM intensity of altered oceanic basalts: a record of geomagnetic paleointensity variations? *Geophys. J. Int.*, 145, 401-422, 2001.
- Roberts, A.P., B. Lehman, R.J. Weeks, K.L. Verosub & C. Laj, Relative paleointensity of the geomagnetic field over the last 200 000 years from ODP Sites 883 and 884, North Pacific Ocean, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 152, 11-23, 1997.
- Roest, W.R., J. Arkani-Hamed, and J. Verhoef, The sea-floor spreading rate dependence of the anomalous skewness of marine magnetic anomalies, *Geophys. J. Int.*, 109, 653-669, 1992.
- Royer, J.Y., R. Müller, L. Lawver, C. Mayes, D. Nürnberg, and J. Sclater, A global isochron chart of the ocean floor, University of Texas for Geophysics, UTIG Technical Reports, 117, 1992.
- Royer, J.Y., A.K. Chaubey, J. Dyment, G.C. Bhattacharya, K. Srinivas, V. Yatheesh & T. Ramprasad, Paleogene plate tectonic evolution of the Arabian and Eastern Somali basins. Special Publication of the Geological Society of London "The geologic and climatic evolution of the Arabian Sea region", 195, 2002.
- Sander, E.L., & C.P. Mrazek, Regression technique to remove temporal variation from geomagnetic survey data, *Geophysics*, 47, 1437-1443, 1982.
- Schouten, H. & K. McCamy, Filtering marine magnetic anomalies *J. Geophys. Res.*, 77, 7089-7099, 1972.
- Schouten, H. and C. Denham, Modelling the oceanic magnetic source layer, in *Deep drilling results in the Atlantic Ocean: ocean crust*, Ed. M Talwani, C.G.A. Harrison, et D.E. Hayes, Am. Geophys. Union, Washington, 1982.
- Seama, N., Y. Nogi & N. Isezaki, A new method for precise determination of the position and strike of magnetic boundaries using vector data of the geomagnetic anomaly field, *Geophys. J. Int.*, 113, 155-164, 1993.
- Ségoufin, J. & P. Patriat, Existence d'anomalies mésozoïques dans le bassin de Somalie. Implications pour les relations Afrique-Antarctique-Madagascar, *C. R. Acad. Sc. Paris*, 291, Ser. B, 85-88, 1980.
- Séguret, S. & P. Huchon, Trigonometric kriging: a new method for removing the diurnal variation from geomagnetic data, *J. Geophys. Res.*, 95, 21 383-21 397, 1990.
- Sichler, B. & R. Hékinian, Three-dimensional inversion of marine magnetic anomalies on the equatorial Atlantic Ridge (St. Paul Fracture Zone): Delayed magnetization in a magmatically starved spreading center? *J. Geophys. Res.*, 107, 10.1029/2001JB000401, 2002.
- Tarduno, J., Brief reversed polarity interval during the Cretaceous normal polarity superchron, *Geology* 18, 683-686, 1990.
- Thellier, E. & O. Thellier, Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique, *Ann. Geophys.*, 15, 285-378, 1959.
- Tivey, M.A., Vertical magnetic structure of ocean crust determined from near-bottom magnetic field measurements, *J. Geophys. Res.*, 101, 20275-20296, 1996.
- Tivey, M.A., H.P. Johnson, C. Fleutelot, S. Hussenoeder, R. Lawrence, C. Waters, and B. Wooding, Direct measurement of magnetic reversal polarity boundaries in a cross-section of oceanic crust, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 3631-3634, 1998
- Toft, P.B. & J. Arkani-Hamed, Magnetization of the Pacific ocean lithosphere deduced from Magsat data, *J. Geophys. Res.*, 97, 4387-4406, 1992.
- Valet, J.P. & L. Meynadier, Geomagnetic field intensity and reversals during the past four million years, *Nature*, 366, 234-238, 1993.
- Vine, F.J. & D.H. Matthews, Magnetic anomalies over ocean ridges, *Nature*, 199, 947-949, 1963.
- Yamamoto, M., Magnetic structure of EPR (18°S) using a three-components deep tow magnetometer (en Japonais), Ph.D. Thesis, Univ. Chiba, 64 pp., 2000.
- Yamamoto, M. & N. Seama, Genetic algorithm inversion of geomagnetic vector data using a 2.5 dimensional magnetic structure model, *Geophys. J. Int.*, sous presse, 2003.

Theseo, troisième campagne européenne sur l'ozone stratosphérique

THESEO, THIRD EUROPEAN STRATOSPHERIC EXPERIMENT ON OZONE

*J-P. POMMEREAU, Service d'Aéronomie,
BP3, Verrières le Buisson, 91371
Pommereau@aerov.jussieu.fr*

ABSTRACT

Ozone loss has been observed over high and mid-latitudes. The largest losses occur in polar regions due to the low temperatures there. These losses were first observed over Antarctica. The Antarctic ozone hole now forms every September and in 2000 there was a worrying development as the ozone loss occurred earlier than ever before. In recent years rapid losses have occurred also in the Arctic. In the warmer mid-latitudes ozone loss is slower, but can occur continuously during the colder winter months and so contribute to the smaller but still significant long-term declines of ozone that have been observed.

An international treaty, the 1987 Montreal Protocol and its updates, has resulted in greatly reduced emissions of ozone depleting substances. In the stratosphere the maximum concentration of ozone depleting gases is occurring around now, with a subsequent slow decline predicted over the next 50-100 years. Ozone amounts are expected to recover assuming no other changes in the atmosphere.

Global environmental problems are most effectively investigated with international research programmes. Accordingly, over the past decade, the EC and national European programmes have been integrated into a coordinated European programme for stratospheric research. The EC and national agencies and the scientists have participated enthusiastically in this. Cooperation between programmes and an effective method of coordination of scientific research is essential for successful European stratospheric research. Scientists working on stratospheric ozone and related issues are members of a truly European research community and programme.

One important aspect of this European programme has been the series of three large European campaigns on stratospheric ozone with balloon and aircraft campaigns as a central component. The Third European Stratospheric Experiment on Ozone (THESEO) took place during 1998-2000, and followed on from the European Arctic Stratospheric Ozone Experiment (EASOE) in 1991-92 and the Second European Stratospheric Arctic and

Mid-latitude Experiment (SESAME) in 1994-95. They have all been part of a wider European programme on stratospheric ozone and UV radiation which includes laboratory-based research, instrument development, atmospheric model development and field measurements. The objective of this paper is to describe the scientific and technical aspects of THESEO and briefly discuss some of the key results.

THESEO was a coordinated pan-European field campaign supported by the EC and many national agencies. It investigated the causes of ozone depletion over Europe and the northern mid-latitudes where the ozone layer has been progressively depleted for the last 20-30 years. During THESEO, studies were made under a wide range of stratospheric conditions which are helping to answer questions such as:

- *will there be an Arctic ozone hole ?*
- *how will climate change affect the recovery of the ozone layer as the atmospheric concentrations of ozone depleting gases fall ?*

Indeed ozone depletion over mid-latitudes is caused by a number of processes, which occur over mid-latitudes and in the surrounding atmosphere. Accordingly, the four regions of scientific enquiry in THESEO were: mid-latitude lower stratosphere, links between the mid-latitude lower stratosphere and surrounding atmosphere, Arctic vortex, and Tropics and sub-tropics.

The main phase of the THESEO campaign was in 1998/99 and concentrated on the mid-latitudes. THESEO 2000 was an extension of THESEO which investigated the 1999/2000 Arctic winter in collaboration with the US SOLVE (SAGE III Ozone Loss and validation Experiment) campaign. The combined SOLVE-THESEO 2000 campaign was the largest campaign yet mounted to investigate ozone depletion. It was a truly international study involving more than 400 scientists and technical personnel from the European Union, Canada, Iceland, Japan, Norway, Poland, Russia, Switzerland and the United States.

INTRODUCTION

Une destruction de l'ozone stratosphérique est observée aux hautes et moyennes latitudes. Cependant, son amplitude est particulièrement importante au-dessus des régions polaires à cause des très basses températures qui y règnent en hiver. Observée tout d'abord en Antarctique où un trou d'ozone se forme chaque année au mois de septembre, plus tôt que jamais en 2000, la destruction printanière de l'ozone s'étend maintenant à l'Arctique. Bien que plus faible, elle s'observe également durant les mois d'hiver aux latitudes moyennes où elle contribue à la progressive réduction de la couche d'ozone à l'échelle de la planète sur le long terme.

Le protocole international de Montréal signé en 1987 et ses amendements ultérieurs ont abouti à une réduction sensible des émissions de gaz destructeurs d'ozone dont la teneur dans la stratosphère passée par un pic à la fin des années 90, devrait maintenant peu à peu diminuer. En l'absence de tout autre changement, la couche d'ozone devrait donc retrouver son état antérieur au cours des prochaines décennies.

DIX ANS DE CAMPAGNES EUROPEENNES

La façon la plus efficace d'aborder l'étude de ce type de problèmes environnementaux globaux est à l'échelle internationale. C'est dans ce sens qu'a été mis sur pied depuis une dizaine d'années un programme de recherche européen intégré associant la Commission et les agences de recherche des états membres dans lesquels les chercheurs européens se sont lancés avec enthousiasme. La coopération entre les programmes et la mise en place de procédures de coordination sont apparues comme un des éléments essentiels de la réussite des recherches européennes sur la stratosphère. Mais l'un de ses aspects les plus marquants de cette construction a été la naissance d'une communauté scientifique européenne réelle dans le domaine de la stratosphère.

Le programme de recherche lancé il y a maintenant dix ans a comporté trois campagnes de terrain successives dont les vols en ballons et en avion ont été une composante centrale. Ainsi, THESEO (Third European Stratospheric Experiment on Ozone) qui s'est déroulée en 1998-2000, fait-elle suite à EASOE (European Arctic Stratospheric Ozone Experiment) en 1991-1992 et à SESAME (Second European Stratospheric Arctic and Mid-latitude Experiment) en 1994-95. Toutes s'intègrent dans un programme plus vaste d'étude de l'ozone stratosphérique et du rayonnement UV qui inclut également des recherches en laboratoire, des développements instrumentaux, des mesures continues depuis de nombreuses stations au sol ainsi que le développement de modèles de simulation.

L'objectif de cet article est de donner un aperçu des aspects techniques et scientifiques de THESEO ainsi que de ses résultats les plus marquants et en particulier ceux des équipes françaises.

LA CAMPAGNE THESEO

THESEO est une campagne de terrain européenne soutenue par la CE et de nombreuses agences nationales dont le but était l'étude des causes de la réduction d'ozone observée au-dessus de l'Europe et des régions nordiques au cours des 20-30 dernières années. Les observations ont été conduites dans une gamme étendue de conditions stratosphériques, dans le but ultime de répondre aux questions les plus actuelles comme :

- un trou d'ozone peut-il se former en Arctique au cours de prochaines années?
- dans quelle mesure les changements climatiques peuvent-ils affecter le retour de la couche d'ozone à l'état antérieur alors que la teneur en gaz destructeurs de l'ozone diminue?

En effet, la réduction de l'ozone aux latitudes moyennes est le résultat d'une combinaison de mécanismes qui se produisent aux latitudes moyennes mais aussi dans les régions environnantes qui a amené à définir quatre domaines d'étude pour THESEO :

- la basse stratosphère des latitudes moyennes
- les échanges entre cette région et les latitudes environnantes
- le vortex Arctique
- les tropiques et sub-tropiques

La phase principale de THESEO s'est concentrée sur l'étude des latitudes moyennes en 1998-99. THESEO 2000 qui a suivi est une extension de THESEO destinée plus particulièrement à l'étude de l'hiver Arctique en collaboration avec une campagne américaine SOLVE (SAGE III Ozone Loss and Validation Experiment). La campagne résultante, SOLVE-THESEO 2000, la plus importante jamais organisée pour l'étude de la destruction de l'ozone, a vu l'intervention de plus de 400 chercheurs et techniciens de l'Union Européenne, du Canada, d'Islande, du Japon, de Norvège, de Pologne, de Russie, de Suisse et des Etats-Unis. Elle a fait appel à une panoplie de mesures avec des instruments variés en de nombreuses stations et embarquées sur plates-formes les plus diverses, ainsi qu'à une large gamme de modèles de simulation (Newman et al. 2002).

LES INSTRUMENTS EN JEU

LES BALLONS

Plus de 45 ballons stratosphériques de tous types et volumes, y compris des ballons de longue durée, ont été lancés par le CNES depuis Aire sur l'Adour et Gap en France, la base du Swedish Space Corporation (SSC) de l'ESRANGE à Kiruna dans le nord de la Suède ou encore celle de INTA à Leon en Espagne, et du Norwegian Space Center à Andoya en Norvège.

Quatre gros ballons stratosphériques ont également été lancés par la NASA-NSBF depuis l'ESRANGE au cours de l'hiver 2000.

Parmi les expériences en ballon particulièrement fructueuses fondées sur le savoir faire des équipes du CNES et du SSC acquis au cours de 10 dernières années, on citera :

- la mesure in-situ de la composition des cristaux des nuages stratosphériques à l'aide d'une nacelle internationale construite autour d'un spectromètre de masse du Max Planck Institute de Heidelberg
- les vols de longue durée de Montgolfière Infra-Rouge de 2 à 3 semaines dans le vortex polaire au profit du Service d'Aéronomie et du Laboratoire de Météorologie Dynamique permettant la première évaluation directe de la précision des températures et des vents des analyses météorologiques (Pommereau et al., 2002, Knudsen et al. 2002, Hertzog et al., 2002)

LES AVIONS

Une flotte d'avions six avions européens de différentes capacités et instrumentation a également été mise en œuvre en complément de l'avion stratosphérique de recherche ER-2 et du DC-8 de la NASA en 2000: le M-55 Geophysika Russe pour l'étude de tropiques à haute altitude, le Falcon du DLR Allemand, le Cessna Citation Hollandais, un Lear Jet de l'Armée de l'Air Suisse et enfin les avions Mystère 20 et Fokker-ARAT de l'INSU (Heese et al., 2002).

LE RÉSEAU DE STATIONS D'OBSERVATION

L'un des autres aspects originaux sur lequel sont fondées les recherches européennes est aussi l'existence d'un réseau de stations d'observation et de sondage de la stratosphère lié au NDSC (Network for Detection of Stratospheric Change) et au Global Atmospheric Watch programme de l'OMM. Les observations pratiquées tout au long de l'année en ces stations dont celle de l'Observatoire de Haute Provence (Godin et al., 2002), ont largement contribué à l'étude de la variabilité inter-annuelle de la destruction de l'ozone, une caractéristique spécifique à l'Arctique, comme à la validation des mesures satellitaires.

LES SATELLITES

Enfin, la campagne THESEO a fait également largement usage des données de deux instruments satellitaires en opération durant toute la période: l'instrument POAM III (Polar Ozone and Aerosol Monitoring) du Naval Research Laboratory à bord du satellite SPOT IV du CNES (Hoppel et al. 2002, Randall et al. 2002) et GOME (Global Ozone Monitoring Experiment) à bord de ERS-2 de l'ESA. Sur le plan européen, THESEO était organisé en 13 projets du Programme Environnement et Climat de la Direction Générale Recherche de la Commission Européenne, coordonnés entre eux et avec les programmes nationaux par l'European Ozone Research Coordinating Unit et un groupe opérationnel spécifique: le THESEO core group.

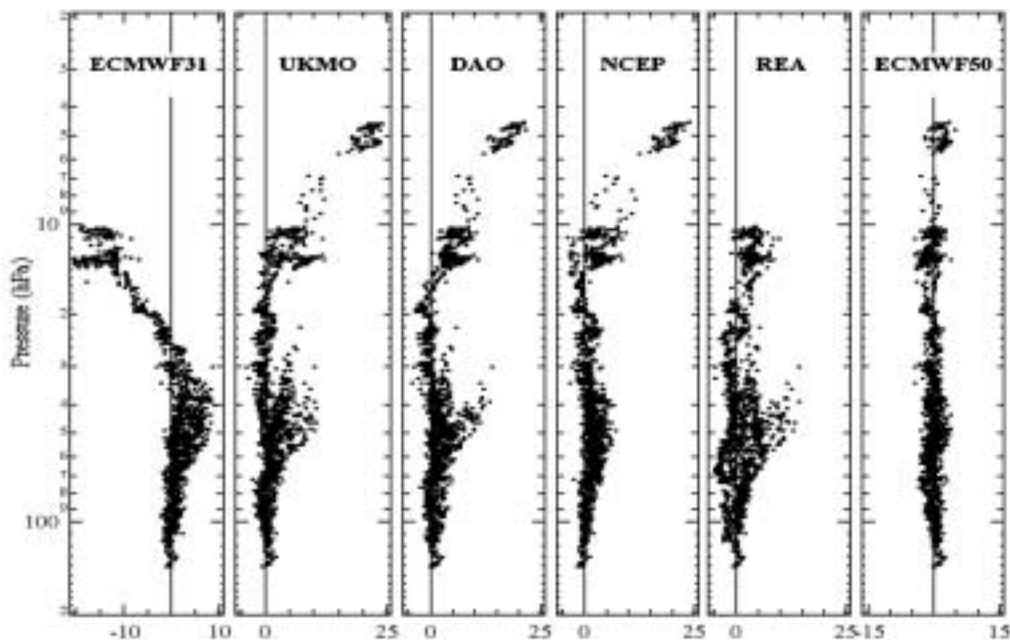


Fig. n°1 : Différence entre les températures mesurées par une Montgolfière Infra-Rouge au cours de 18 jours de vol dans le vortex polaire en Février 1999 et les analyses des modèles météorologiques les plus utilisés dans les études de la stratosphère.

Le modèle opérationnel à 31 niveaux (ECMWF31) du Centre Européen disponible en 1999 était particulièrement mauvais au voisinage de 10 hPa, son altitude maximale. Les premières simulations de la nouvelle version à 50 niveaux (ECMWF 50) disponible par la suite s'avèrent plus performantes que tous les autres modèles. Son biais est inférieur à tous les niveaux à l'incertitude de 0.5K des mesures et la dispersion n'excède pas $\pm 1K$ en 1999 aussi bien qu'en 2000 (Pommereau et al., 2002, Knudsen et al., 2002).

RESULTATS DE THESEO

Les résultats ont fait l'objet de deux éditions spéciales du Journal Geophysical Research, ainsi que de nombreuses présentations dans différentes réunions scientifiques récentes, dont en particulier :

- le 5^{ème} Symposium Européen sur l'Ozone Stratosphérique qui s'est tenu à St Jean-de Luz, France, au mois de septembre 1999, puis
- le SOLVE-THESEO Science meeting à Palerme en Italie en septembre 2000.

Différences entre les trois derniers hivers

Par leurs différences sur le plan de la météorologie de la stratosphère, les trois hivers successifs étudiés au cours du programme THESEO, ont permis des avancées significatives dans la compréhension des causes de la destruction de l'ozone. En effet si les hivers 1997/98 et 1998/99 relativement chauds, ont été marqués par des échanges rapides entre les hautes et les moyennes latitudes, la stratosphère particulièrement froide en 1999/2000 a favorisé la formation d'un vortex polaire isolé et froid favorable à la formation de nuages stratosphériques (PSC) et à la destruction de l'ozone tard dans la saison (Figure n° 3).

LA COMPOSITION DES PSC

En ce qui concerne les PSC, deux éléments nouveaux méritent d'être signalés :

- les premières mesures in situ en ballon de la composition des particules démontrant de façon définitive

la coexistence dans des proportions rapidement changeantes en fonction de la température de cristaux de NAT (acide nitrique tri-hydraté) et de gouttelettes liquides surfondues de solution ternaire ($H_2O/H_2SO_4/HNO_3$)

- l'observation in situ tout à fait nouvelle depuis l'ER-2 de l'existence de particules de NAT de grande dimension (10µm de diamètre) qui précipitent et peuvent ainsi dénitrifier la stratosphère (sans pour autant la déshydrater comme le font les petits cristaux de glace en Antarctique). Cependant un point reste encore à éclaircir : le mécanisme de nucléation de ces particules de NAT à haute altitude au début de l'hiver.

DES AVANCÉES EN CHIMIE

Sur le plan de la chimie, si les mécanismes d'activation et de désactivation des chlores sont confirmés les deux éléments nouveaux portent sur :

- les mesures de BrO qui démontrent que les bromes se trouvent pour 50 % - 60 % sous cette forme active et donc capable de détruire l'ozone à toutes les latitudes et pas seulement à basse température en hiver Arctique (Sinnhuber et al., 2002, Pundt et al., 2003);
- les mesures de NO_x montrant une redistribution des oxydes d'azote dans la basse stratosphère cohérente avec la sédimentation des grosses particules évoquées plus haut, qui a pour effet de désactiver immédiatement les chlores et donc d'inhiber toute destruction ultérieure d'ozone dans les basses couches (Figure n° 2) (Koike et al., 2002, Rivière et al., 2003, Denis et al., 2003).

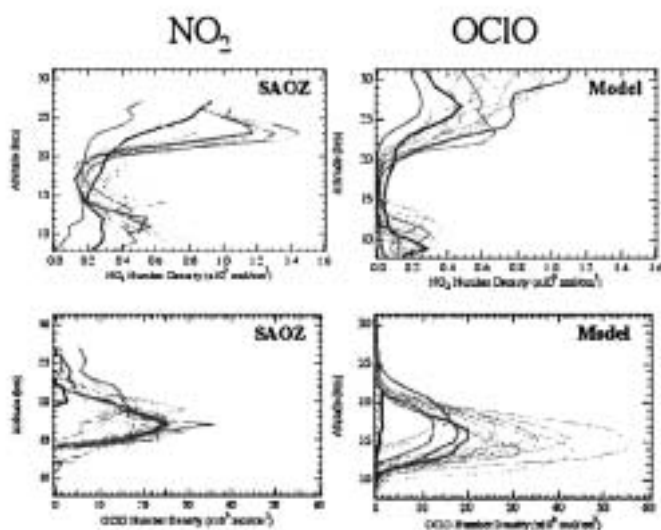


Fig. n° 2 - Evolution de la distribution verticale de la concentration de NO_2 et de $OClO$ dans le vortex polaire au cours de l'hiver 2000.

Panneaux supérieurs : observée par les instruments SAOZ embarqués sous ballons de courte et de longue durées. Panneaux inférieurs : simulée par le modèle REPROBUS. (bleu ciel : novembre ; bleu foncé : 28 janvier ; vert et jaune : février ; rouge : début avril). C'est seulement dans la tranche d'altitude 14-20 km "dénitrifiée" par suite de la conversion hétérogène des NO_x en acide nitrique par les nuages stratosphériques, que le chlore est activé et donc que l'ozone peut être détruit. Le chlore n'est jamais activé en dessous de 14 km par suite de la ré-augmentation de la concentration de NO_x déposé par sédimentation des particules d'acide nitrique trihydraté (NAT) dans lesquelles l'acide nitrique des altitudes supérieures a été piégé. Le modèle sous-estime ce mécanisme le "re-nitrification" et surestime donc l'activation de chlores et la destruction de l'ozone dans la basse stratosphère. (Denis et al. 2003).

LA DESTRUCTION DE LA COUCHE D'OZONE EN HIVER FROID

En terme de destruction d'ozone, la situation est en apparence paradoxale. En effet si les basses températures record de l'hiver 1999/2000 ont entraîné une destruction locale massive de l'ozone (jusqu'à 70 % vers 17-18 km, (Figure n° 4), celle-ci a été relativement limitée en colonne totale (environ 22 %, Figure n° 3), c'est-à-dire de l'ordre de grandeur de celle d'une année plus chaude comme 1997/98 (Goutail et al., 2003) L'explication de ce paradoxe, tient à l'extension verticale limitée de la tranche d'altitude dans laquelle l'ozone est détruit au cours d'une année froide qui se traduit par une forte dénitrification entre 15 et 20 km mais une re-nitrification en dessous qui ne s'observe pas au cours d'une année plus chaude.

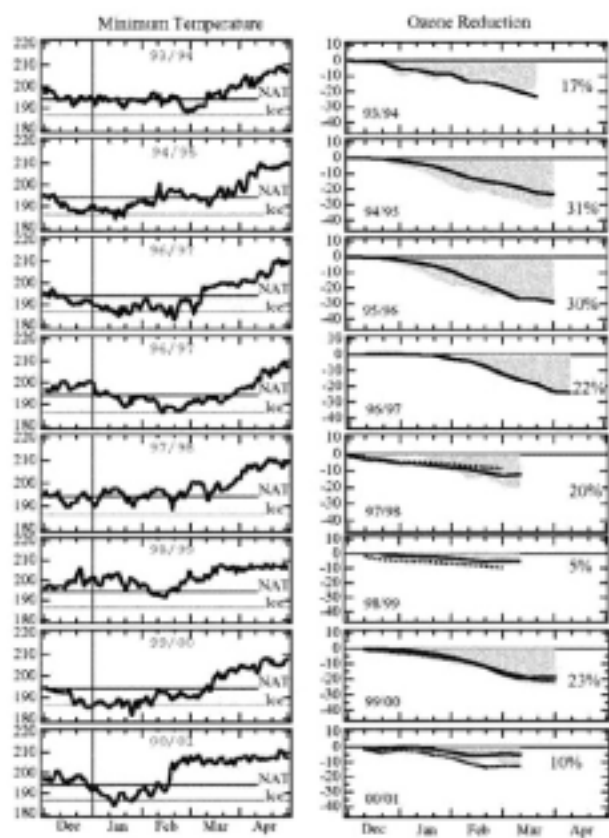


Fig. n° 3

Gauche: température minimale à 475 K (environ 19 km) au nord de 60°N rapportée chaque hiver (modèle ECMWF) depuis 1994 comparée au seuil de formation des nuages stratosphériques polaires de NAT (Trihydrate d'acide nitrique) et de glace (Ice).

Droite: réduction de la colonne totale d'ozone dans le vortex polaire dérivée des mesures du réseau de spectromètres UV-visible SAOZ en Arctique (grisé) et simulée par les modèles de Chimie-Transport REPROBUS du Service d'Aéronomie (trait plein) et SLIMCAT de l'Université de Leeds (pointillés). Bien que très froid, l'hiver 2000 ne s'est pas traduit par une destruction record d'ozone par rapport aux années précédentes. (Goutail et al., 2003)

LES MODÈLES PHOTOCHIMIQUES

Bien que qualitativement en accord avec ceci, les modèles photochimiques peinent à rendre compte quantitativement de tous les aspects de la destruction de l'ozone et en particulier du mécanisme de nucléation inconnu des grosses particules, suivi de leur sédimentation dépendante de leur taille et de leur ré-évaporation à plus basse altitude, clef de la re-nitrification et donc de l'amplitude de la destruction de l'ozone (Greenblatt et al., 2002). La prévision de l'impact possible des changements climatiques sur l'ozone comme la formation éventuelle d'un trou d'ozone en Arctique au cours des prochaines années dépend étroitement de ces mécanismes qui demandent encore à être élucidés en détail avant de pouvoir être incorporés dans les modèles de chimie-climat.

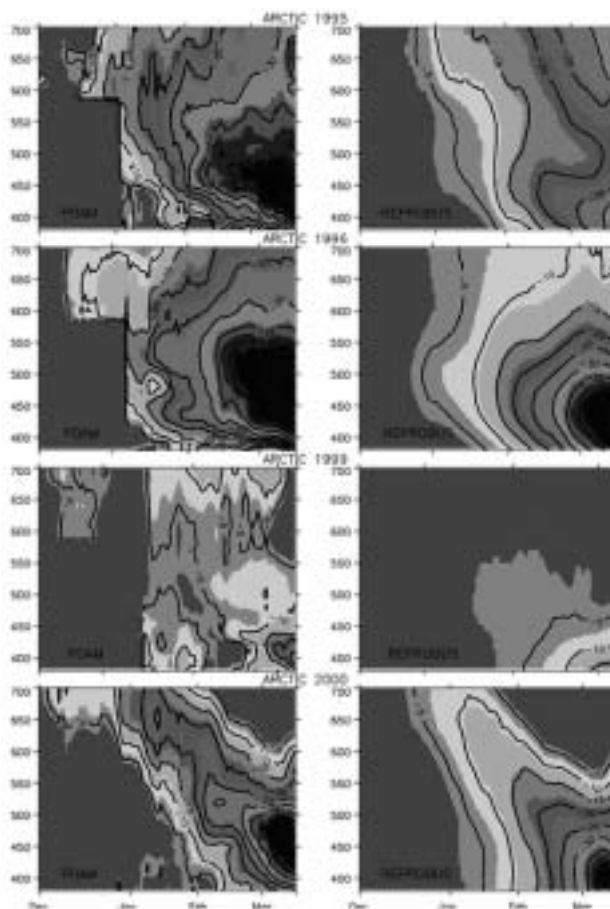


Fig. n° 4

Gauche: destruction de l'ozone en % en 1995, 1996, 1999 et 2000 en fonction de l'altitude exprimée en température potentielle, dérivée des observations des instruments POAM II et POAM III à bord des satellites SPOT III et SPOT IV du CNES.

Droite: simulations du modèle REPROBUS. Bien qu'en accord avec les observations en colonne totale, les modèles photochimiques peinent à reproduire les détails du mécanisme, notamment, le maximum de perte d'ozone à plus basse altitude dans le modèle. (Goutail et al., 2003)

L'IMPACT SUR L'OZONE AUX MOYENNES LATITUDES

La diffusion du déficit d'ozone en région polaire vers les latitudes moyennes a été étudiée à l'aide d'un modèle original d'advection de contour à haute résolution MIMOSA développé par Hauchecorne et al., (2002). La technique a permis de mesurer l'influence de l'érosion du vortex sur l'ozone mesuré par lidar à l'Observatoire de Haute Provence (Godin et al., 2002), comme son impact à l'échelle globale (Marchand et al., 2003). Le mérite de ces études est de montrer que si comme on pouvait s'y attendre le transport du déficit d'ozone des régions polaires contribue pour une part significative à la réduction d'ozone observée aux latitudes moyennes, il n'est pas suffisant pour l'expliquer en totalité. Une destruction chimique locale est encore nécessaire, mais dont le mécanisme complet n'est pas encore identifié en totalité.

REMERCIEMENTS

Les contributions françaises liées au projet THESEO ont été soutenues financièrement par le CNES, le Programme National de Chimie Atmosphérique (PNCA) de l'INSU et le Programme Environnement de la Direction Générale Recherche de la Commission Européenne (Projets METRO, OzoneLoss, Stratospheric BrO, Lagrangian Experiment).

REFERENCES

Denis, L., J-P. Pommereau, F. Lefevre, F. Goutail, I. Pundt, A. Garnier, Denitrification and NO_x redistribution in the Arctic vortex from short and long duration balloon measurements, *J. Geophys. Res.*, soumis, 2003.

Godin S., M. Marchand, and A. Hauchecorne, Influence of the Arctic polar vortex erosion on the lower stratospheric ozone amounts at Haute-Provence Observatory (44°N, 6°E), *J. Geophys. Res.*, 107, 10.129/2001JD000516., 2002.

Goutail, F., J. P. Pommereau, C. Deniel, F. Lefevre, M. P. Chipperfield, B. M. Sinnhuber, S. B. Andersen, B.-A. Kaastad-Hoiskar, V. Dorokhov, M. Van Roozendaal, Total Ozone Loss in the Arctic winter vortex of 2000 and comparison to previous years, en révision, *J. Geophys. Res.*, 2003.

Greenblatt, J. B. H.-J. Jost, M. Loewenstein, J.R. Podolske, D.F. Hurst, J.W. Elkins, S.M. Schauffler, E.L. Atlas, R.L. Herman, C.R. Webster, T. Paul Bui, F.L. Moore, E.A. Ray, S. Oltmans, H. Vomel, J.-F. Blavier, B. Sen, R.A. Stachnik, G.C. Toon, A. Engel, M. Mueller, U. Schmidt, H. Bremer, R.B. Pierce, B.-M. Sinnhuber, M. Chipperfield, and F. Lefèvre, Tracer-based determination of vortex descent in the 1999-2000 Arctic winter, *J. Geophys. Res.*, 107, 10.1029/2001JD000937, 2002.

Hauchecorne, A., S. Godin, M. Marchand, B. Heese and C. Souprayen, Quantification of the Transport of Chemical Constituents from the Polar Vortex to Middle Latitudes in the Lower Stratosphere using the High-Resolution Advection Model MIMOSA and Effective Diffusivity, *J. Geophys. Res.*, 107, 10.129/2001JD000491. 2002.

Heese, B., S. Godin and A. Hauchecorne, Forecast and simulation of stratospheric ozone filaments: a validation of a high-resolution potential vorticity advection model by airborne

ozone lidar measurements in winter 1998-1999, *J. Geophys. Res.*, 106, 20011-20024, 2001.

Hertzog, A., F. Vial, A. Dörnbach, S.D. Eckermann, B.M. Knudsen, J. P. Pommereau, In-situ observations of gravity waves and comparisons with numerical simulations during the Theseo-Solve 2000 campaign, *J. Geophys. Res.*, 108, 10.1029/2001JD000906, 2003.

Hoppel, K., R. Bevilacqua, G. Nedoluha, C. Deniel, F. Lefèvre, J. Lumpe, M. Fromm, C. Randall, J. Rosenfield, and M. Rex, POAM III observations of Arctic ozone loss for the 1999/2000 winter, *J. Geophys. Res.*, 107, 10.1029/2001JD000476, 2002.

Koike, M., Y. Kondo, N. Takegawa, F. Lefèvre, H. Ikeda, H. Irie, H.D.E. Hunton, A.A. Viggiano, T.M. Miller, J.O. Ballenthin, G.W. Sachse, B.E. Anderson, M. Avery, and Y. Masui, Redistribution of reactive nitrogen in the Arctic lower stratosphere in the 1999-2000 winter, *J. Geophys. Res.*, 107, 8275, 10.1029/2001JD001089, 2002.

Marchand, M. S. Godin, A. Hauchecorne, F. Lefèvre, S. Bekki, and M. Chipperfield, Influence of polar ozone loss on Northern mid-latitude regions estimated by a high resolution chemistry-transport model during winter 1999-2000, *J. Geophys. Res.*, sous presse, 2003.

Newman, P. A., N. R. P. Harris, A. Adriani, G. Amanatidis, J. Anderson, G. Braathen, W. Brune, K. Carslaw, M. Craig, P. DeCola, M. Guirlet, S. Hipskind,

M. Kurylo, H. Küllmann, N. Larsen, G. Mégie, J-P. Pommereau, L. Poole, M. Schoeberl, F. Strohm, B. Toon, C. Trepte, and M. Van Roozendaal, An overview of the SOLVE-THESEO 2000 campaign, *J. Geophys. Res.*, 107, 10.129/2001JD001303, 2002

Pundt, I., J. -P. Pommereau, M.P. Chipperfield, M. Van Roozendaal and F. Goutail, Stratospheric vertical distributions of BrO from fifteen SAOZ-BrO balloon flight at different latitudes and seasons, *J. Geophys. Res.*, 107, 2002JD002230, 2003.

Pommereau, J-P, A. Garnier, B. M. Knudsen, G. Letrenne, M. Durand, P. Czersnjcs, M. Nunes-Pinharanda, L. Denis, F. Vial, A. Hertzog, F. Cairo, Accuracy of Analysed Stratospheric Temperatures in the Winter Arctic Vortex from Infra Red Montgolfier Long Duration Balloon Flights. Part I : Measurements, *J. Geophys. Res.*, 107, 10.1029/2001JD001379, 2002.

Randall, C.E., J.D. Lumpe, R.M. Bevilacqua, K.W. Hoppel, E.P. Shettle, D. W. Rush, L. L. Grodley, K. Kreher, K. Pfeilsticker, G. Toon, F. Goutail and J.-P. Pommereau, Validation of Polar Ozone and Aerosol Measurement (POAM) III NO₂ Measurements, *J. Geophys. Res.*, sous presse, 2001.

Rivière, E., M. Pirre, G. Berthet, J.-B. Renard, F. G-Taupin, N. Huret, M. Chartier, B. Knudsen, and F. Lefèvre, On the interaction between nitrogen and halogen species in the Arctic polar vortex during THESESO and THESEO 2000, *J. Geophys. Res.*, sous presse, 2003.

Sinnhuber, B. M., D. W. Arlander, H. Bovensmann, J. P. Burrows, M.P. Chipperfield, C. F., Enell, U. Friess, F. Hendrick, P. V. Johnson, R.L. Jones, K. Kreher, N. Mohamed-Tahrin, R. Muller, K. Pfeilsticker, U. Platt, J. P. Pommereau, I. Pundt, A. Richter, A.M. South, K. K. Tornkvist, M. Van Roozendaal, T. Wagner and F. Wittrock, The global distribution of stratospheric bromine monoxide : intercomaprison of measured and modeled slant column densities, *J. Geophys. Res.*, 107, D19, 4398, 10.1029/2001JD000940, 2002.

Observation, modélisation et interprétation du champ géomagnétique à l'ère spatiale

OBSERVING, MODELLING AND INTERPRETING THE GEOMAGNETIC FIELD AT THE SPATIAL ERA

G. HULOT et M. MANDEA

Institut de Physique du Globe de Paris,
B.P. 89, 4 place Jussieu, 75252 Paris cedex 5, France
e.mail : gh@ipgp.jussieu.fr, mioara@ipgp.jussieu.fr

ABSTRACT

The Russian Sputnik 3 (1958) was the first satellite to carry a magnetometer in orbit around the Earth. But it was not before the launch of the American satellite MAGSAT (1979) that space magnetometry revealed its full potential for understanding the origin and dynamics of the geomagnetic field, and especially of its component of internal origin. MAGSAT mapped this field from its largest (dipolar) scale down to the 1000 km scale and revealed that it was made of two very different fields. A main field, produced within the core and dominating the signal from the dipole to the degree 13 scale (in a spherical harmonic representation), and a crustal field, produced in the crust and dominating all smaller scales. Unfortunately, no other MAGSAT-class missions flew during the next 20 years. This situation changed in February 1999, when the Danish Ørsted mission was launched, soon followed by the German CHAMP mission (July 2000), and the less successful Argentinean SAC-C mission (November 2000). This series of launches initiated an area of continuous monitoring of the planetary field from space which, it is hoped, could last until the end of the decade, as recommended by IUGG (International Decade of Geopotential Research). This could be achieved if two missions currently in phase A study, the single satellite CNES mission Ampère, and the multi-satellite ESA mission SWARM, are successfully launched in time.

This review reports on work either motivated by, or directly related to the advent of space magnetometry, and illustrates how our way of observing, modelling and interpreting the Earth's magnetic field of internal origin has changed in the recent years. Issues related to the field of external field, to which the satellites are equally sensitive, are discussed but only to the extent that specific procedures have to be implemented to avoid mapping spurious signal of external origin in models of the internal field. This internal field is now very well known for the 1980 and 2000 epochs, for which high precision maps of both the main field and the crustal field are available, revealing the changes the main field has experienced in 20 years time. But the dynamics of the main field can also be probed with the help of long

observatory series, and of new historical models built from very large data basis of ground measurements. This review therefore also reports recent work dealing with the main field and its dynamics over the past centuries. The main conclusions drawn are that :

- At least over the recent historical period, the main field sometimes experienced "geomagnetic jerks" (with type of signals), which apparently occurred in alternate directions, every ten to twenty years or so, the nature and origin of which remains unclear.
- Core flows computed from historical field models reveal the existence of torsional oscillations in the core, and of core-mantle mechanical coupling on the decade time scale. This coupling could be of electromagnetic, topographic or gravitational origin. Few attempts have yet been made to make connections between geomagnetic jerks, torsional oscillations and/or core-mantle coupling, but we note that all those phenomena must somehow be connected to each other.
- The comparison of the 2000 (Ørsted) and 1980 (MAGSAT) main fields shows that the smaller the length scales, the faster the main field changes (up to 50 % changes in the degree 13, in 20 years time) and that those changes have mainly occurred at high latitude and below the Atlantic hemisphere. This asymmetry can be related to a similar asymmetry seen in both the main field and the core surface flows accounting for those changes. This global asymmetry may then be related to the gradual growth over the past centuries, of a distinctive area of "reversed polarity" at the core surface below the Southern Atlantic and to the concomitant fast decrease of the axial dipole of the field. This suggests that the geodynamo could currently be in a state reminiscent of those through which it may go at times of geomagnetic reversals (which however does not imply that the field is about to reverse).
- Both Ørsted and CHAMP confirm the nature of the large to medium scales of the crustal field revealed by MAGSAT. This field is mainly due to magnetisation induced by the main field in the

heterogeneous crust and lithosphere, and only to a lesser extent to permanent magnetisation.

We finally report on the latest results (2002, 2003) of the Ørsted and CHAMP missions and conclude that continuous observation of the geomagnetic field from a near-Earth satellite or, even better, a swarm of such satellites, combined with advanced modelling techniques, are indeed ideally suited for: separating the signal of internal origin from that of external origin; better resolving the crustal field; deciphering the complex behaviour of the core dynamics on the decade time scale; identifying weak signals from induced currents and carrying on electromagnetic tomography; and possibly identifying the field induced by ocean water circulation.

INTRODUCTION

Le champ magnétique terrestre est observé scientifiquement depuis longtemps. En certains lieux, comme Paris ou Londres, l'évolution de la déclinaison et de l'inclinaison du champ local a été enregistrée sur plusieurs siècles (Alexandrescu et al., 1996a ; Alexandrescu et al., 1997). Depuis le milieu du XIX^e siècle, ces observations ont été généralisées à l'ensemble des composantes du champ, et de nombreux "observatoires" magnétiques ont été mis en place à travers le monde. On compte ainsi aujourd'hui environ 150 observatoires en activité (Bitterly et al., 1999 ; Figure n° 1). Ces observatoires ont rendu et continuent de rendre de grands services à la communauté scientifique ainsi qu'à la société civile. C'est grâce à eux que l'on a pu déterminer que le champ magnétique terrestre résultait de la superposition de signaux d'origine interne (dont les sources sont situées sous nos pieds) et de signaux d'origine externe (dont les sources sont au-dessus de l'atmosphère neutre, dans l'ionosphère et dans la magnétosphère) possédant des caractéristiques spatio-temporelles très distinctes. Le signal d'origine interne, qualifié de "champ magnétique interne", de l'ordre de 50000 nT, domine en effet le champ magnétique mesuré à chaque instant et varie lentement (avec des constantes de temps annuelles à séculaires). C'est pourquoi sa variation est souvent qualifiée de "variation séculaire". À l'inverse, le "champ magnétique externe", généralement faible (de quelques nT à parfois quelques milliers de nT, mais à haute latitude et en des circonstances exceptionnelles) est beaucoup plus agité. Ses constantes de temps sont le plus souvent très inférieures à l'année. Depuis plusieurs siècles, les observatoires ont ainsi permis de suivre l'évolution de ces champs. Ceci a fourni de précieuses indications sur les mécanismes qui les produisent, a permis d'actualiser régulièrement les cartes de déclinaison utiles pour l'orientation, et permet encore aujourd'hui de surveiller l'agitation magnétique dont l'impact sur les réseaux électriques, par exemple, peut être important aux hautes latitudes.

La distribution de ces observatoires, tous installés sur la terre ferme, est cependant irrégulière, reflétant largement la distribution des continents. Au début des années 1960, l'avènement de l'ère spatiale a fourni l'occasion de remé-

dier à cet inconvénient en permettant l'acquisition rapide à basse altitude de données couvrant l'ensemble du globe. Les premières mesures ainsi effectuées ne concernaient que l'intensité du champ magnétique. Il s'est cependant rapidement avéré que ce choix n'était pas optimal. La connaissance même parfaite sur l'ensemble du globe de la seule intensité du champ magnétique terrestre ne caractérise en effet pas suffisamment sa géométrie. Il a donc fallu concevoir des missions satellitaires capables d'effectuer des mesures complètes (vectorielles) du champ magnétique, mais également et surtout capables de restituer l'orientation de la mesure dans un référentiel géocentrique avec une très grande précision. Le premier satellite magnétique "vectoriel" capable de cette performance, baptisé MAGSAT, a été lancé par la NASA en octobre 1979.

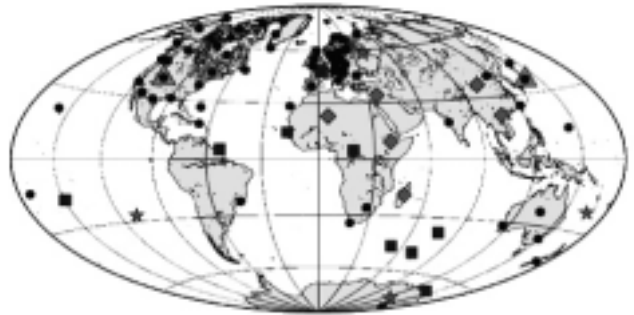


Fig. n° 1. Distribution des observatoires participant au programme INTERMAGNET en 2000 (cercles) et des GINs (triangles) ;

les observatoires français (carrés), les observatoires maintenus par la France en coopération (losanges) et les futures stations du programme "Observatoire Magnétique Planétaire" (OMP) (étoiles) sont aussi indiqués (voir <http://www.intermagnet.org>).

En mesurant le champ vectoriel à basse altitude sur une période d'environ 6 mois, il a notamment permis de réaliser la première carte mondiale du champ magnétique terrestre interne en 1980, jusqu'à des échelles de l'ordre du millier de kilomètres, ce que le réseau d'observatoires ne permettait pas de faire. Ceci révéla le fait que le champ interne était en fait la superposition d'un champ produit par le noyau (le "champ principal"), largement prépondérant pour les grandes échelles spatiales, et d'un champ d'origine crustale (le "champ crustal", dû à l'aimantation des roches à la surface de la Terre), dominant les petites échelles spatiales.

Malgré ce remarquable résultat, ce n'est qu'en février 1999, après 20 ans d'efforts, qu'un deuxième satellite magnétique vectoriel était enfin lancé. Premier satellite scientifique jamais réalisé par le Danemark, fruit d'une excellente collaboration entre le Danemark, la France (qui fournissait notamment au travers du CNES un magnétomètre réalisé par le CEA/LETI) et les USA (qui ont entre autres assuré le lancement), cette mission s'est également avéré un succès. Elle a déjà permis de réaliser une deuxième carte mondiale très précise du champ magnétique terrestre d'origine interne pour l'époque 2000, fournissant

ainsi la première occasion de mesurer l'évolution de ce champ en 20 ans (Langlais et al., 2003). Mais surtout, la longévité exceptionnelle de cette mission, toujours opérationnelle à ce jour (janvier 2003) alors que sa durée nominale était de 14 mois, a permis de montrer qu'en exploitant conjointement les mesures réalisées dans les observatoires et à bord d'un satellite vectoriel volant au moins deux ans, il était désormais possible de suivre l'évolution de cette carte à l'échelle de quelques années, avec une bien meilleure résolution spatiale que celle que les seules données d'observatoires permettaient d'obtenir jusqu'alors.

L'intérêt de disposer d'une capacité d'observation continue du champ magnétique depuis l'espace a ainsi été démontré de manière opérationnelle. Soulignons d'ailleurs que cet intérêt ne se limite pas au suivi et à l'étude du champ magnétique interne. Il concerne aussi l'étude du champ magnétique externe, auquel ces satellites sont, bien entendu, également sensibles. Dans ce rapport, cependant, il sera principalement question des travaux menés ces dernières années, stimulés par l'arrivée de ces nouvelles données spatiales, et concernant le champ magnétique interne. Bien entendu, nous évoquerons également les perspectives qu'offre le fait que le satellite Ørsted soit encore opérationnel, le fait que d'autres satellites aient été lancés plus récemment (CHAMP, juillet 2000; SAC-C, novembre 2000), le fait enfin, que d'autres projets soient actuellement en phase A (Ampère, au CNES; SWARM, à l'ESA). Ces missions devraient garantir l'observation continue du champ magnétique depuis l'espace jusqu'à au moins la fin de la présente décennie ("International Decade of Geopotential Research"), conformément à l'une des recommandations de l'UGGI (1999).

DE LA MESURE MAGNETIQUE AU MODELE GEOMAGNETIQUE

Disposer d'un grand nombre d'observations réalisées un peu partout à la surface du globe est la première des étapes à franchir pour reconstituer la morphologie globale du champ magnétique terrestre. La seconde étape, dite de modélisation, consiste à rechercher une interpolation mathématique rendant compte des observations et permettant de prédire la valeur du champ en tout point de l'espace où l'extrapolation est physiquement légitime.

PRINCIPE DE LA MODELISATION

Parce que l'atmosphère est électriquement neutre jusqu'à l'ionosphère, on a coutume de modéliser le champ à la surface de la Terre en remarquant que ce dernier dérive alors d'un potentiel harmonique, lui-même somme de deux termes, l'un décrivant le champ interne, l'autre, le champ externe. Parce que la Terre est sphérique, chacun de ces potentiels est ensuite développé en harmoniques sphériques. De sorte que l'on écrira, pour tout point situé dans l'atmosphère neutre :

$$\vec{B}(\vec{r}, t) = \vec{B}_i(\vec{r}, t) + \vec{B}_e(r, t) = -\vec{\nabla} V_i(\vec{r}, t) - \vec{\nabla} V_e(\vec{r}, t) \quad (1)$$

$$V_i(\vec{r}, t) = a \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n (g_n^m(t) Y_n^{mc}(\theta, \varphi) + h_n^m(t) Y_n^{ms}(\theta, \varphi)) \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} \quad (2a)$$

$$V_e(\vec{r}, t) = a \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n (q_n^m(t) Y_n^{mc}(\theta, \varphi) + s_n^m(t) Y_n^{ms}(\theta, \varphi)) \left(\frac{r}{a}\right)^n \quad (2b)$$

où a est le rayon moyen de la Terre, choisi comme référence, r, θ, φ sont les coordonnées sphériques, et $Y_n^{mcs}(\theta, \varphi)$ sont les harmoniques sphériques de degré n et d'ordre m . Un jeu de "coefficients de Gauss" ($g_n^m(t), h_n^m(t), q_n^m(t), s_n^m(t)$) pour une époque donnée t constitue un "modèle géomagnétique" pour l'époque en question (e.g., Langel, 1987). Construire un modèle géomagnétique consiste alors à rechercher le jeu de coefficients de Gauss rendant compte au mieux des observations dont on peut disposer autour d'une époque donnée. L'exercice est facilité par le fait que le champ dérive d'un potentiel harmonique. En effet, on peut montrer que dans la situation idéale où l'on connaîtrait parfaitement \vec{B} en tout point d'une sphère de rayon r_0 incluse dans l'atmosphère neutre, l'ensemble des coefficients de Gauss pourrait alors être déterminé. En corollaire important, il apparaît qu'alors on serait également en mesure de distinguer parfaitement le champ externe décrit par (2b), du champ interne décrit par (2a).

SELECTION DES DONNEES, APPROCHE HISTORIQUE

Le nombre des observations dont on dispose en pratique reste cependant toujours limité. La détermination de tous les coefficients de Gauss n'est alors pas possible. En utilisant des méthodes classiques d'inversion mathématique (Cain et al., 1967), il reste néanmoins possible de déterminer ceux des coefficients de Gauss qui sont de degré n suffisamment petit pour décrire des échelles spatiales bien échantillonnées par les données disponibles (plus n est grand, plus les échelles spatiales décrites par sont petites). C'est ainsi que lorsque l'on ne dispose que de données d'observatoires, les possibilités de modélisation restent généralement limitées aux degrés inférieurs à 8 (Alexandrescu et al., 1994). C'est faible, mais a été suffisant pour bien identifier les signaux internes et externes de grande échelle, d'autant plus aisément que la permanence des observatoires a permis de combiner cette analyse spatiale avec une analyse temporelle. On peut ainsi très bien constater que les signaux externes sont, comme nous l'avons déjà dit, généralement faibles et rapidement variables. Ces études ont plus précisément permis de déterminer que le signal d'origine externe est le plus faible les jours magnétiquement calmes, car alors la faible agitation du champ témoigne d'une faible intensité globale de l'ensemble du champ d'origine magnétosphérique, et la nuit, car c'est alors que le champ d'origine ionosphérique est le plus faible. Dans ces circonstances, la contribution du champ externe peut se réduire à une ou deux dizaines de nT au sol. Enfin, il est apparu que, sauf dans les régions très proches de l'équateur ou de très hautes latitudes, le signal d'origine externe vu au sol est de grande échelle spatiale.

On a ainsi pu tirer une règle pratique pour sélectionner les données les plus faiblement affectées par le champ externe. À partir des données d'observatoires, on peut quantifier l'agitation magnétique mondiale aux moyens d'indices (en pratique, il existe plusieurs types d'indices, mais il n'est pas utile ici d'être plus précis, voir e.g., Menvielle et Berthelier, 1991). On peut alors d'une part, à partir d'un mois de données d'observatoires, sélectionner un jeu de données de nuits "calmes" et construire ainsi des moyennes mensuelles d'observatoires pratiquement dépourvues de signal d'origine externe, et d'autre part, à partir de jeux de mesures effectuées ponctuellement en dehors des observatoires, sélectionner celles qui sont le moins affectées par le signal externe. De manière plus générale, il apparaît qu'en effectuant des moyennes temporelles sur un mois ou plus, on élimine l'essentiel du signal externe. C'est à partir de ce principe de base qu'ont été construits la plupart des modèles ayant eu vocation à décrire de manière systématique l'évolution du champ magnétique interne pour l'époque historique. Quelques modèles méritent qu'on les décrive plus en détail.

LES MODELES IGRF

C'est en particulier dans les années 1960, avec l'avènement de l'ère spatiale que la modélisation du champ géomagnétique a pris un nouvel élan. La morphologie globale du champ magnétique d'origine interne joue en effet un rôle important dans les processus physiques qui interviennent dans la magnétosphère à l'intérieur de laquelle les premiers satellites allaient évoluer. Il devenait donc particulièrement important de disposer d'une bonne description de ce champ. En outre, la nécessité de disposer d'un modèle de référence au sol demeurerait pour des besoins très variés, dont la navigation ou la prospection géophysique (Campbell 1997; Manda, 2003). Suivant donc une recommandation de l'UGGI (initialement formulée en 1954, au congrès de Toronto, Langel, 1992), il fut décidé d'une part qu'un effort international serait fait pour rapidement réaliser un levé magnétique mondial (le WMS, finalement réalisé de 1957 à 1969), et d'autre part qu'un modèle de champ géomagnétique d'origine interne serait produit régulièrement, afin de permettre une estimation du champ d'origine interne en tout lieu et toute époque pour les années à suivre. C'est ainsi que naquit le concept de "Champ Géomagnétique de Référence International" (IGRF, en anglais), dont le premier exemplaire fut publié pour l'époque 1965.0 (IAGA, 1969). Ce modèle était défini par la donnée d'un jeu de coefficients de Gauss décrivant le champ d'origine interne (dans (2a)) jusqu'au degré 8 à l'époque 1965.0, et ne cherchait pas à décrire le champ externe, dont la contribution était supposée réduite par des procédés de sélection comme ceux décrits ci-dessus. La variation temporelle séculaire du champ interne était par ailleurs prise en compte sous la forme d'une variation linéaire de chaque coefficient de Gauss, dont la dérivée temporelle première était aussi estimée.

De nombreuses générations de modèles IGRF ont suivi depuis, s'étendant également à des époques plus anciennes pour lesquelles ces modèles trouvaient une utilité. La

dernière "mise à jour" date de 2000 et a été réalisée par le groupe de travail (WG) 8, de la division V de l'Association Internationale de Géomagnétisme et Aéronomie (IAGA, en anglais) (Manda et Macmillan, 2000), auquel la France contribue activement (Langlais et Manda, 2000; Manda et Langlais, 2000). L'IGRF se présente ainsi aujourd'hui sous la forme d'une suite de modèles décrivant le champ d'origine interne jusqu'au degré 10, tous les 5 ans, de 1900 à 2000, auquel s'ajoute un modèle de variation séculaire prédictif (jusqu'au degré 8) permettant d'estimer le champ futur jusqu'à la prochaine mise à jour. Il continue de jouer son rôle de champ géomagnétique de référence. Au sol, le champ en tout lieu peut ainsi être estimé à quelques centaines de nT près, cette erreur étant due au fait que ces modèles ne sont pas capables de représenter les variations régionales du champ (Cohen et al., 1997; Lowes et al., 2000). La philosophie générale qui a présidé à la construction de l'IGRF depuis les années 1960 est cependant plus pragmatique que scientifique. Elle privilégie la constance du format du modèle (ce qui permet de garantir la souplesse d'utilisation requise pour un modèle de référence). Or ce format impose une description linéaire de la variation du champ entre deux modèles de référence successifs (par exemple 1970 et 1975) ce qui se traduit par un changement de valeur soudain et artificiel de la variation séculaire (par exemple en 1975) pour permettre au modèle de décrire convenablement l'époque de référence suivante (1980). Cet "à-coup" n'est pas gênant lorsqu'il s'agit de restituer la valeur du champ à une époque donnée (ce qui est le rôle de l'IGRF), mais il rend impossible l'interprétation géophysique de la variation séculaire. Or cette dernière contient de précieuses informations.

LES MODELES HISTORIQUES CONTINUS

Des modèles rendant mieux compte de la variation séculaire ont donc été développés, notamment dans les années 1980, après le lancement de MAGSAT dont les résultats confirmaient que la variation séculaire que l'on pouvait détecter avec les données historiques n'était autre que la manifestation de la dynamique du noyau de la Terre. Plusieurs équipes se sont attelées à la tâche (pour une revue des premiers travaux, cf. Langel, 1987). Les modèles les plus complets réalisés à ce jour restent cependant ceux développés successivement par D. Gubbins, J. Bloxham et A. Jackson qui sont parvenus à compiler, puis à exploiter, une remarquable base de données historiques. Le modèle de Bloxham et Jackson (1992) couvre ainsi les époques de 1690 à 1990, et le tout dernier modèle de Jackson et al. (2000) parvient à décrire le champ de 1590 à 1990. Ces modèles (particulièrement celui de Bloxham et Jackson, 1992) ont été largement exploités ces dernières années pour obtenir certains des résultats dont il sera question plus loin. Aussi rappelons-nous ici la façon dont ils ont été obtenus.

Fort des résultats de MAGSAT qui démontraient, comme nous le verrons plus bas, que le champ d'origine interne est dominé par le "champ principal" jusqu'au degré 13, constatant qu'à toute époque historique, les données n'étaient jamais si nombreuses que l'on puisse construire un

modèle jusqu'à un degré aussi élevé, le modèle a été limité au degré 14 (13+1, pour des raisons techniques) pour le champ interne. Il s'agit donc d'un modèle de champ principal. La contribution du champ de degré plus élevé, dominé par le champ crustal, a alors été traitée comme une source d'erreur, dont l'amplitude pouvait être estimée statistiquement (grâce aux résultats de MAGSAT). Aucune tentative n'a été faite pour décrire le champ d'origine externe. Pour les données d'observatoires, ce signal est supposé "lissé" par le fait que les données utilisées sont des moyennes annuelles, ce qui est raisonnable. Pour les observations ponctuelles réalisées lors de campagnes de mesures sur terre ou en mer (de nombreuses mesures magnétiques étaient réalisées par les navigateurs, pour des besoins de cartographie, ou lors de voyages lointains), l'hypothèse est faite que la contribution du champ externe est de toute façon faible comparée aux autres sources d'erreurs, notamment l'erreur due à la non-modélisation du champ crustal. Enfin, les données spatiales (postérieures à 1960 et incorporant MAGSAT) sont utilisées après avoir été sélectionnées (jours calmes, et, pour MAGSAT, en ne retenant que des composantes peu affectées par le signal externe aux hautes latitudes où le champ externe est particulièrement fort, comme nous le verrons plus tard). Ces données ont ensuite été décimées, pour obtenir une distribution géographique compatible avec le choix de traiter le champ crustal comme une source de bruit, et de limiter le modèle au degré 14.

Les seuls paramètres du modèle sont donc les coefficients de Gauss internes (2a), jusqu'au degré 14. Chacun est alors décrit comme une fonction continue du temps, en l'occurrence (pour Bloxham et Jackson, 1992) sous la forme d'une superposition linéaire de fonctions B-spline. Pour chaque coefficient de Gauss, les coefficients intervenant dans cette superposition linéaire sont les paramètres à déterminer à partir des données qui se répartissent à la fois dans l'espace et le temps. Ces coefficients sont déterminés numériquement par une méthode inverse. Un compromis est recherché entre une prédiction des observations par le modèle compatible avec les erreurs attendues pour cette prédiction, et un modèle décrit par le plus petit nombre de paramètres effectifs. Cette méthode conduit à minimiser les valeurs des coefficients de Gauss de plus petite échelle pour les époques où ces derniers ne sont pas contraints par les données. Le modèle obtenu est ainsi non seulement continu dans le temps, mais aussi à résolution évolutive, compatible avec le nombre de données disponibles à chaque époque. De ce fait, le modèle est d'autant plus résolu que l'on progresse vers l'époque contemporaine. En simplifiant à l'extrême, on pourra considérer que le modèle est "effectivement" de degré 7 ou 8 pour les époques anciennes, et de degré 13 pour les époques proches de 1980. Mais pour ces époques récentes, MAGSAT demeure la seule source de données contraignant les plus petits degrés du modèle, et la durée de la mission n'a pas été suffisante pour contraindre autant la variation séculaire. Même pour cette époque, la variation séculaire reste donc moins bien décrite que le champ lui-même (jusqu'au degré 9).

Tout comme les modèles IGRF, ces modèles ne sont

capables de prédire la valeur du champ en tout point du sol qu'à quelques centaines de nT. Dans la mesure où ces erreurs sont principalement dues au champ régional crustal, lequel ne varie pratiquement pas au cours du temps, cette erreur n'affecte cependant pas trop l'estimation de la variation séculaire, principalement contrainte par les "points fixes" que constituent les observatoires. L'inadéquation de la prédiction du modèle à la variation temporelle effectivement observée dans ces observatoires, de l'ordre de 10 nT/an, reste cependant importante, de l'ordre de 20 % du signal. À cela deux raisons, la mauvaise modélisation de la variation séculaire au-delà du degré 8 (typiquement), mais aussi le fait qu'une partie de la variation observée au sol est due à des signaux d'origine externe mal éliminés par les procédures de lissage temporel.

Le modèle de Bloxham et Jackson (1992) a récemment été repris et étendu à quatre siècles pour couvrir la période 1590 à 1990 par Jackson et al. (2000), grâce à un important effort de compilation de données historiques fournies par les navires français dès le xv^e siècle (Jackson et al., 2003). La méthode employée diffère un peu de celle de Bloxham et Jackson (1992), afin de prendre en compte les erreurs possibles de navigation (induisant une erreur de localisation), mais aboutit à un modèle de même nature. Un dernier point important à signaler à propos de ces modèles historiques concerne le fait qu'avant 1832, et les travaux de Gauss, on était dans l'incapacité de mesurer l'intensité du champ. Toutes les observations réalisées jusqu'alors concernaient seulement la direction du champ, à savoir, sa déclinaison D (angle entre le méridien magnétique et le méridien géographique, compté positivement vers l'est) et son inclinaison I (angle entre le vecteur champ et le plan horizontal, compté positivement vers le bas). Il va donc de soi, que si l'on est en mesure de construire un modèle rendant compte de ces observations, le même modèle amplifié (ou atténué) d'un facteur global positif, rendra également compte de ces observations. C'est une première difficulté, mais pas la seule. Car, comme l'ont montré Proctor et Gubbins (1990), il peut se produire que deux champs internes globalement différents dans l'espace (i.e., non partout proportionnels l'un à l'autre) puissent avoir exactement la même direction partout à la surface de la Terre! En d'autres termes, connaître même parfaitement la direction du champ interne en tout lieu à la surface de la Terre, ne suffit pas en général à déterminer les coefficients de Gauss du champ, même à un facteur global près. Heureusement, ce problème de théorie du potentiel n'est pas sans issue pour le cas concret de la Terre. On peut en effet montrer que la situation décrite par Proctor et Gubbins (1990) ne peut pas se rencontrer pour le cas terrestre où le champ principal ne comporte que deux pôles magnétiques (Hulot et al., 1997). Seule donc demeure en pratique la difficulté liée au facteur global positif, qui reste non contraint par les données. Cette difficulté est finalement contournée en prolongeant pour les époques antérieures à 1832, le comportement temporel quasi-linéaire du coefficient décrivant la composante axiale dipolaire du champ principal. Cette hypothèse est raisonnable car cette composante du champ a en effet décru de manière assez

linéaire de 1840 à nos jours (Figure n° 2). Par ailleurs, elle est compatible avec les données archéomagnétiques qui offrent la possibilité de déterminer de nouveau ce coefficient (mais il est vrai avec une moindre précision) pour les époques antérieures à 1500 (Hongre et al., 1998).

Il n'en reste pas moins nécessaire de garder à l'esprit qu'il s'agit là d'une hypothèse dont il faut tenir compte lorsque l'on entreprend d'interpréter le comportement du champ principal et de sa variation séculaire pour les époques antérieures à 1832 (Jackson, 2000 ; Le Huy et al., 2000b).

LES PREMIERS SATELLITES MAGNETIQUES

Le premier satellite ayant embarqué un magnétomètre est Spoutnik 3, qui a volé de mai à juin 1958, moins d'un an après le lancement du premier satellite, Spoutnik 1, le 4 octobre 1957 (Dolginov et al., 1962). Le magnétomètre embarqué était un fluxgate de faible précision (100 nT) qui permettait de mesurer le champ vectoriel. Mais l'orientation du satellite n'était pas connue, de sorte que seule l'intensité pouvait être exploitée scientifiquement (notons que l'orientation du champ par rapport au satellite servait cependant pour grossièrement orienter le satellite comme s'il s'était agi d'une boussole; ce mode d'orientation a souvent été employé par la suite pour de nombreuses applications spatiales ne nécessitant qu'une orientation peu précise). Lancé à basse altitude (440 - 600 km) sur une orbite inclinée à 65°, ce qui ne permettait pas une couverture de l'ensemble de la surface du globe, ce satellite a principalement acquis des données au-dessus de l'URSS (à l'époque en effet, il n'était pas possible de stocker de données en vol, et celles-ci étaient transmises pour ainsi dire en "direct" lorsqu'une station de réception était en vue). Par la suite de nombreux satellites ont embarqué des magnétomètres, mais le plus souvent pour étudier la magnétosphère, le champ interplanétaire ou les magnétosphères des planètes voisines.

Les premiers satellites qui ont fourni des mesures magnétiques sur des orbites complètes à basse altitude permettant une cartographie mondiale du champ interne, ont été les satellites soviétiques Cosmos 26 et Cosmos 49 (en 1964), et la série de satellites américains OGO (Orbiting Geophysical Observatory). C'était à l'époque de la guerre froide, mais ces satellites étaient lancés dans le contexte du WMS et faisaient partie du programme "Peaceful Uses of the Outer Space", décidé en 1962 par les Nations-Unies. Six satellites OGO ont ainsi été lancés, trois sur des orbites très excentriques, pour étudier la magnétosphère, et trois sur des orbites polaires (collectivement désignés sous le vocable P(olar)OGO). Ils ont volé de 1965 à 1971, à des altitudes comprises entre 400 et 1500 km environ. D'autres missions ont fourni quelques données complémentaires (pour plus de détails, on pourra consulter Langel et Hinze, 1998).

Toutes ces missions (il y en a eu 12 entre 1958 et 1978) ne permettaient cependant pas de restituer le champ complet (vectoriel) dans un référentiel géocentrique, soit que les magnétomètres aient été purement scalaires, soit que l'attitude du satellite fût trop mal connue. Seules donc étaient accessibles des mesures de l'intensité du champ,

ou des mesures médiocrement orientées localement. Malgré la précision de mesure atteinte (de 22 à 6 nT), ceci devait malheureusement soulever une difficulté inattendue, révélée en particulier par l'analyse des données des missions POGO par Cain et Langel (1968).

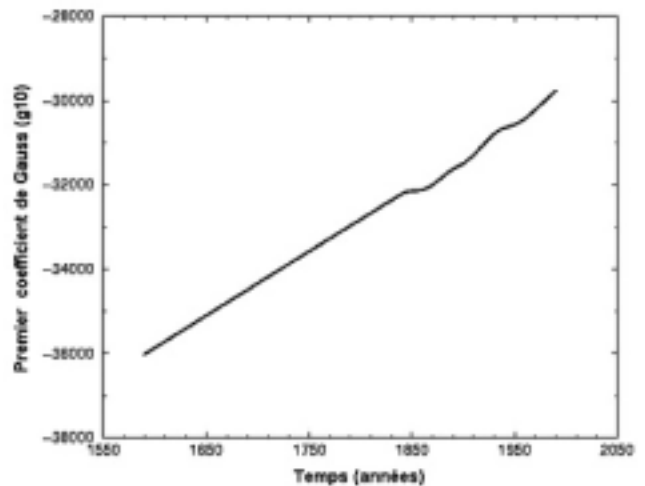


Fig. n° 2. Evolution du premier coefficient de Gauss g_1^0
Pour les époques antérieures à 1832, on postule une décroissance linéaire extrapolée du comportement observé de 1840 à nos jours (Jackson et al., 2000).

Ces derniers ont alors constaté que si deux modèles calculés avec deux jeux indépendants de données d'intensité (en divisant la base de données en deux, par exemple) prédisaient bien, aux erreurs attendues près, la même valeur de l'intensité du champ en tout lieu, ces deux modèles pouvaient présenter des désaccords jusqu'à dix fois plus importants, lorsqu'il s'agissait de prédire le champ vectoriel. Au sol, l'erreur de prédiction d'un modèle uniquement basé sur de telles données peut ainsi atteindre plusieurs centaines de nT, surtout au voisinage de l'équateur (Figure n° 3a), ce qui n'est guère mieux que ce que pouvaient déjà faire les modèles entièrement basés sur les données sol. C'est à Backus (1970) que l'on doit l'explication théorique de l'origine de cette erreur, désormais connue sous le nom d' "effet Backus". Ce dernier montra que la difficulté provenait de ce que la seule connaissance, même supposée parfaite, de l'intensité d'un champ d'origine interne en tout point d'une surface sphérique (la surface de la Terre) ne suffisait pas à complètement caractériser ce champ. Ce problème "d'intensité" est le miroir de celui "de direction" que nous évoquons à propos des modèles historiques, pour lequel, à l'inverse, on supposait seule la direction du champ parfaitement connue. Contrairement au problème de direction, hélas, cette difficulté ne se limite pas à des configurations "pathologiques" du champ, et concerne bien le champ géomagnétique contemporain.

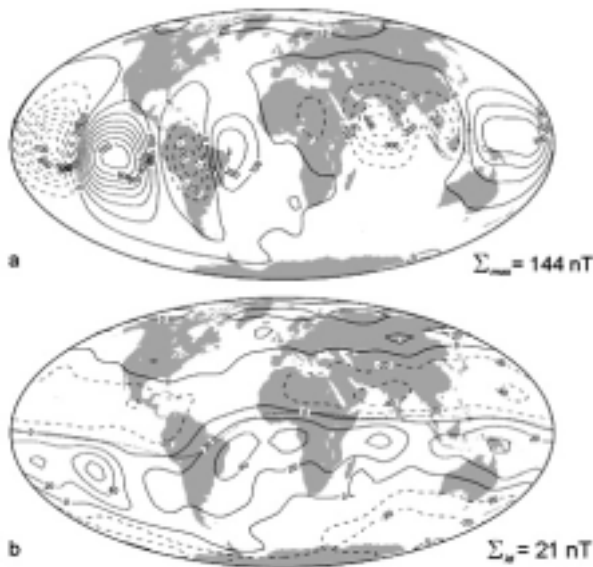


Fig. n° 3. a) Effet Backus typique : différence constatée au sol entre la composante verticale prédite par un modèle dérivé des seules données d'intensité et celle prédite à partir d'un modèle de référence; b) Réduction de l'effet par ajout de l'information sur la position de l'équateur (Ultré-Guérard et al., 1998).

En complétant les données d'intensité mesurées par les satellites par des mesures vectorielles réalisées à Terre à proximité de l'équateur, là où l'effet Backus est le plus important, on devait cependant pouvoir réduire ce dernier. C'est ce qu'ont constaté Hurwitz et Knapp (1974). Des travaux récents ont permis de préciser le "remède". Il a d'abord été montré théoriquement que si, à la connaissance parfaite de l'intensité d'un champ d'origine interne sur une surface sphérique, on ajoute la connaissance parfaite de la localisation de son équateur magnétique sur cette surface, alors le champ est entièrement déterminé (Khokhlov et al., 1997). Bien entendu, en pratique, les données d'intensité ne sont jamais parfaites, ni l'équateur magnétique parfaitement localisé. Mais on peut apprécier l'impact de ces erreurs (Khokhlov et al., 1999). Des tests effectués sur des données réelles montrent que cette approche peut être très efficace (Ultré-Guérard et al., 1998) (Figure n° 3b). Ainsi apparaît-il qu'un suivi de la localisation de l'équateur magnétique pourrait offrir une façon sûre de garantir une exploitation bien meilleure des données spatiales d'intensité.

Notons toutefois, pour nuancer notre propos, que les données spatiales d'intensité, ou celles vectorielles dans le référentiel du satellite (et donc non ou mal restitué), ont malgré tout trouvé une grande utilité pour l'étude de phénomènes dont le signal se distingue facilement de celui, artificiel, produit par l'effet Backus. C'est le cas lorsque par exemple on cherche à reconstituer le champ loin de l'équateur magnétique (cas de l'étude des premières données de Spoutnik 3 au-dessus de l'URSS). C'est aussi le cas lorsque l'on étudie les signaux très locaux produits par des sources externes

(c'est ainsi que les "courants alignés" dont il sera question plus loin, ont été mis en évidence pour la première fois dans les zones aurorales; Iijima et Potemra, 1976). C'est enfin le cas lorsque l'on considère le signal interne de petite échelle spatiale. Ce dernier point est important, car c'est ainsi que l'on a en effet pu mettre en évidence le fait qu'il était possible de détecter le signal produit par les sources crustales depuis l'espace (Zietz et al., 1970). Il reste cependant que le plus simple est encore de pouvoir disposer directement de données spatiales vectorielles orientées.

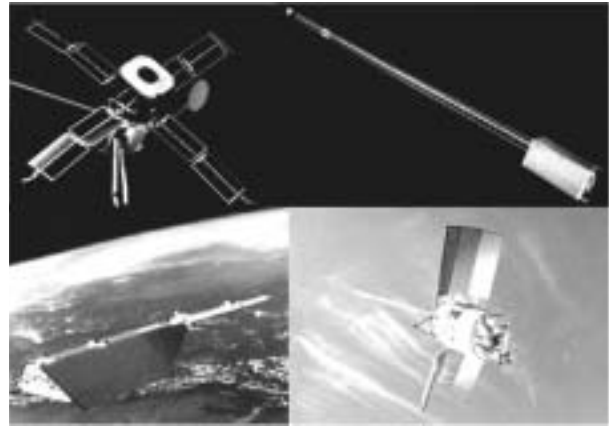


Fig. n° 4. Les satellites MAGSAT (vue partielle) et Ørsted (en haut), CHAMP et SAC-C (en bas).

LA REVOLUTION DES SATELLITES VECTORIELS

LA MISSION MAGSAT

À la fin des années 1970, la motivation était donc grande de voir se concrétiser une mission spatiale "vectorielle" capable de tirer le meilleur parti des progrès réalisés en magnétométrie. Ceci fut enfin le cas, en octobre 1979, avec le lancement de la mission américaine MAGSAT. MAGSAT (Figure n° 4) a été placé sur une orbite quasi-polaire, avec une inclinaison de 96,76°, un périégée et un apogée de respectivement 352,4 et 561,2 km, ce qui devait assurer une très bonne couverture géographique à basse altitude (descendre plus bas aurait compromis la durée, déjà courte, de la mission). Cette orbite était héliosynchrone dans le plan perpendiculaire à l'axe Terre-Soleil, de manière à être toujours éclairée par le Soleil. Ceci était requis pour permettre une alimentation continue en énergie (grâce à des cellules photo-électriques). Ce satellite embarquait à son bord deux magnétomètres : un magnétomètre scalaire absolu à pompage optique et un instrument vectoriel, de type fluxgate. Le magnétomètre scalaire fournissait une mesure absolue de l'intensité du champ avec une précision de 1 nT. Ceci permettait de calibrer les mesures de l'instrument vectoriel (relatif et susceptible de dériver), et d'atteindre une précision effective de la mesure du champ magnétique de 3 nT sur chaque composante. Afin de minimiser le champ magnétique produit au niveau des magnétomètres par le satellite, dont la "propreté magnétique" était par ailleurs très soignée, ces derniers ont été placés à l'extrémité d'un bras déployable

de 6 mètres. Mais le défi technologique le plus considérable de la mission restait celui posé par la restitution d'attitude du champ vectoriel, afin d'en exprimer les composantes dans un référentiel géocentrique (nord, est, verticale). Ceci fut réalisé grâce à un dispositif incluant un détecteur solaire et deux caméras stellaires solidaires du corps du satellite, ce qui permettait de déterminer l'attitude de ce dernier, et d'un système optique (un faisceau réfléchi par un jeu de miroirs) qui permettait de restituer l'attitude du magnétomètre vectoriel par rapport au corps du satellite. En deux étapes, donc, l'attitude de la mesure vectorielle était restituée dans le référentiel géocentrique, résultant en une erreur de l'ordre de 5 nT sur chaque composante. Restait enfin le problème de la détermination précise de la position du satellite. Avec des moyens classiques de poursuite, elle fut réalisée avec une précision de 60 mètres en altitude, et 300 mètres le long de l'orbite, ce qui se traduit par une incertitude supplémentaire d'environ 2 nT sur chaque composante du champ restitué. MAGSAT produisit ainsi des données utiles de novembre 1979 à mai 1980, à raison de 16 mesures par seconde, avec une précision finale d'environ 6 nT sur chaque composante. C'était un progrès spectaculaire.

PREMIERES CARTOGRAPHIES HAUTE RESOLUTION

Dès les premières analyses des données de MAGSAT, Langel et Estes (1982) révélèrent ce qui devait être le résultat le plus important de la mission pour ce qui concerne l'étude du champ interne. En prenant quelques précautions élémentaires pour minimiser la contribution possible du champ magnétique externe (jours magnétiquement calmes, etc.), ils construisirent un premier modèle de champ magnétique interne jusqu'au degré 23 afin d'en analyser le "spectre spatial", c'est-à-dire la contribution $W_i(a,n)$ de chaque degré n à la moyenne quadratique totale $W_i(a)$ du champ interne B_i à la surface de la Terre ($r=a$). On sait en effet, que cette moyenne quadratique est la somme de ces contributions :

$$W_i(a) = (4\pi a^2)^{-1} \iint_{r=a} \vec{B}_i^2 dS = \sum_{n=1}^{\infty} W_i(a,n) \quad (3)$$

La Figure n° 5 (Langlais et al., 2003) illustre l'allure de ce spectre et fait apparaître très clairement une décroissance exponentielle de ces contributions jusqu'au degré 13 environ, suivi d'une tendance "plate" témoignant d'une contribution à peu près égale des différents termes de degré plus élevé. Ceci fut immédiatement interprété comme le témoignage de ce que le champ interne était en fait la superposition d'un champ principal provenant de la surface du noyau et dominant le champ jusqu'au degré 13 (la décroissance exponentielle pouvant être attribuée à l'atténuation géométrique liée au fait que l'on observe ce champ à distance lorsque l'on est à la surface de la Terre), et d'un champ crustal produit par des sources toutes proches et dominant le champ au-delà du degré 13. Soyons honnêtes, l'existence d'une telle rupture de pente était attendue. On connaissait l'amplitude du signal pro-

duit régionalement par le sous-sol à partir de levés, notamment aéromagnétiques. Lors du WMS, un effort particulier avait notamment été fait dans le cadre de la contribution américaine, "Project Magnet", de cartographie aéromagnétique. Ceci avait permis à Alldredge et al. (1963) de reconstruire un profil aéromagnétique circumterrestre, dont l'analyse statistique permit à Lowes (1974) d'estimer ce que pouvait être le spectre du champ magnétique interne. Par ailleurs, en dépit des difficultés associées à l'effet Backus, il avait déjà été possible d'estimer grossièrement ce spectre à partir des données POGO (Cain et al., 1974). L'allure prédite était très proche de celle que l'on voit sur la Figure n° 5. Cependant, pour la première fois, MAGSAT permettait de calculer (et non plus d'estimer) ce spectre avec précision. De plus, la démonstration était faite que MAGSAT avait enfin atteint le niveau de précision requis pour permettre la cartographie précise du champ magnétique d'origine interne jusqu'à des échelles spatiales de l'ordre du millier de kilomètres.

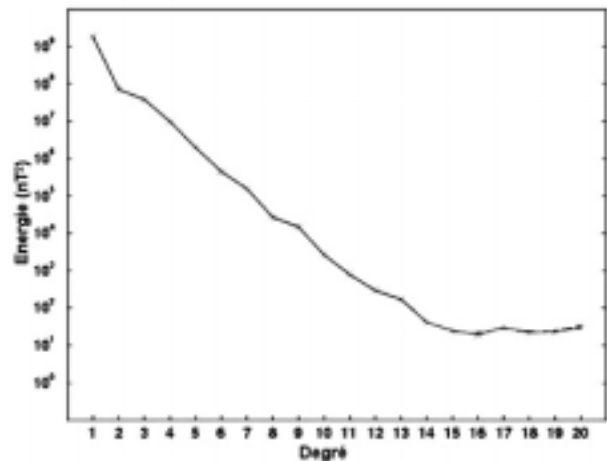


Fig. n° 5. Spectre du champ magnétique interne à l'époque 1980 (Langlais et al., 2003).

MAGSAT fut donc d'abord l'occasion de déterminer pour la première fois la structure du champ magnétique principal jusqu'au plus haut degré accessible à l'observation, le degré 13, ce qui démontrait l'utilité des telles missions pour l'étude de la dynamique du noyau. Mais MAGSAT démontrait aussi qu'il était désormais possible d'étudier le champ crustal depuis l'espace, malgré la petitesse du signal (typiquement de l'ordre de 10 nT, à l'altitude du satellite). Ceci suscita un engouement considérable. Pour preuve, signalons que dans leur livre paru en 1998, Langel et Hinze ne recensent pas moins de 167 cartes de champ crustal, publiées entre 1982 et 1995 et construites à partir de données MAGSAT ! Ce livre donne d'ailleurs un tour d'horizon très complet des travaux publiés jusqu'en 1995 à propos du champ magnétique d'origine crustal (rappelons qu'en 1995, aucune autre mission de même type n'avait encore été concrétisée). Aussi nous contenterons-nous ici de décrire brièvement (et de manière non exhaustive, il existe de nombreuses "variantes") la démarche générale suivie par les auteurs de ces travaux. Après avoir soigneusement sélectionné les données pour éviter une

contamination par le champ externe, complété ces données par d'éventuelles observations au sol (levés divers), et employé des méthodes appropriées pour s'affranchir des signaux externes résiduels (comme nous le verrons dans un instant, il y en a), on construit des modèles géomagnétiques du champ interne. Alors, afin de s'affranchir du champ principal, soit on étudie le champ prédit par les degrés supérieurs à 13 du modèle en question, ce que l'on fait généralement pour étudier le champ crustal de grande échelle, soit on reprend les données d'origine auxquelles on soustrait la prédiction de la partie champ principal $n \leq 13$ du modèle, afin d'obtenir des données "d'anomalies" du champ magnétique. Ces anomalies peuvent alors être soit directement cartographiées, soit utilisées à leur tour comme entrée pour construire un modèle régional du champ d'anomalie. Le plus souvent, ces modèles régionaux interprètent le champ d'anomalie comme étant le résultat d'une aimantation équivalente du sous-sol (représentation en "source équivalente"), ce qui permet de faire des comparaisons avec des structures géologiques connues (ou à rechercher!), ainsi qu'avec d'autres types de cartes (gravimétriques, etc.). Nous aurons l'occasion de rapporter plus loin les résultats de quelques études de ce type menées encore récemment. MAGSAT était donc un énorme progrès, mais MAGSAT avait deux principaux défauts. Sa durée de vie fut brève, ce qui n'a pas permis de faire de progrès significatif en matière de modélisation de la variation séculaire et MAGSAT était héliosynchrone, ce qui limita la qualité des modèles de champ magnétique interne, contaminés en partie par du signal d'origine externe.

LES SOURCES DU CHAMP EXTERNE

Pour comprendre en quoi cette orbite n'était pas optimale, il importe maintenant de préciser la nature des sources du champ externe. Du point de vue des satellites magnétiques à basse altitude du type de MAGSAT (et de ceux dont il sera question par la suite), on peut résumer la situation en classant ces sources en trois grandes catégories (pour une description plus exhaustive, on pourra consulter Langel et Hinze, 1998 ; Campbell, 1997).

Les sources les plus basses sont celles du champ ionosphérique. Il s'agit de courants électriques circulant principalement dans la région E de l'ionosphère, située à la base de l'ionosphère entre typiquement 100 et 140 km d'altitude. C'est la région la plus conductrice de l'ionosphère (plus bas, l'atmosphère n'est plus ionisée par les ultraviolets et les rayons X "mous" en provenance du Soleil qui ont alors déjà été interceptés à plus haute altitude ; plus haut, l'atmosphère est moins dense).

L'ionisation de l'ionosphère disparaît presque entièrement la nuit (car en l'absence de source d'ionisation, les ions redeviennent très rapidement neutres). Les courants proprement dits sont alors dus à un mouvement vertical d'ensemble de l'atmosphère provoqué par l'alternance du jour (qui chauffe l'atmosphère, ce qui provoque une dilatation d'ensemble) et de la nuit (qui provoque une contraction d'ensemble). Le matin, en même temps que se reconstitue la région E très conductrice, celle-ci se déplace donc

verticalement, à l'intérieur des lignes de champ du champ principal, ce qui induit une force électromotrice. L'après-midi, un mouvement contraire se produit, avec une force électromotrice opposée. C'est ainsi que du côté jour de l'ionosphère, deux grandes boucles de courant opèrent en permanence dans la région E, l'une dans l'hémisphère nord, l'autre dans l'hémisphère sud (Figure n° 6). La couche E étant mince, il s'agit de courants quasi-horizontaux. Ces courants réguliers produisent ce qu'il est convenu d'appeler le champ ionosphérique "Sq" (pour "Solar quiet"). C'est en effet le seul champ externe significatif, les "jours calmes". On en connaît assez bien la géométrie grâce aux données d'observatoires. Dans l'ensemble, ce champ externe est caractérisé par de très grandes échelles horizontales. Mais il importe de souligner l'existence d'une bande où les courants sont particulièrement intenses. Cette bande suit l'équateur magnétique (du côté jour), c'est l'"électrojet équatorial". Son existence est due à l'anisotropie du tenseur de conductivité du plasma de l'ionosphère, dont la composante perpendiculaire au champ principal (et donc ici le long de l'équateur) est renforcée. Ce champ Sq est évidemment héliosynchrone. Il est faible la nuit, ce qui motive la règle déjà évoquée qui veut que pour l'éviter, on préférera les données de nuit. Remarquons également tout de suite que les sources de ce champ sont au-dessous des satellites.

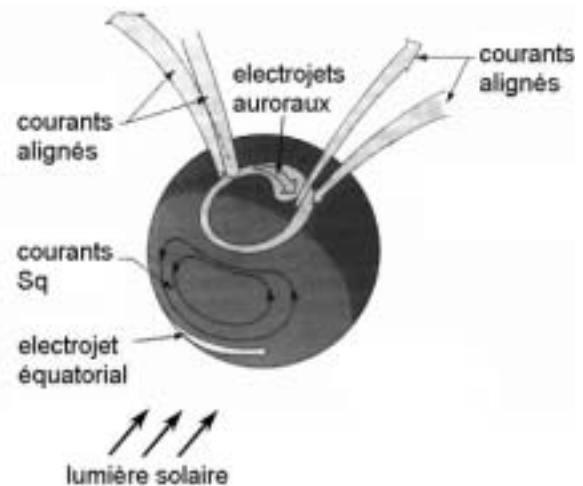


Fig. n° 6. Schéma simplifié des sources ionosphériques.

Au-delà de l'ionosphère, et bien au-dessus des orbites des satellites qui nous intéressent, on trouve la magnétosphère (qui s'étend jusqu'à plusieurs rayons terrestres). La dynamique de cette magnétosphère est très complexe, mais pour nos besoins, et compte tenu de ce que les satellites à basse altitude ne "voient" essentiellement que les sources les plus proches, lesquelles sont déjà lointaines, il est suffisant de considérer que les sources "magnétosphériques" se concentrent dans un "anneau de courants" équivalent. Cet anneau est dû à des particules piégées dont le mouvement principal est celui d'aller et retour nord-sud le long des lignes de champ du champ magné-

tique principal. Ce mouvement est cependant plus complexe et son effet moyen produit un courant électrique annulaire le long de l'équateur magnétique lointain, à environ trois ou quatre rayons terrestres (Figure n° 7). L'intensité et la géométrie de ce courant dépendent de l'alimentation de la magnétosphère en particules chargées. Celles-ci proviennent du vent solaire (vent de particules émises par bouffées par le Soleil) et pénètrent à l'occasion dans la magnétosphère, lorsque le champ magnétique interplanétaire (provenant lui aussi du Soleil) est de sens opposé à celui du champ magnétique principal terrestre. Lorsque ceci se produit (plusieurs fois par mois), l'anneau de courants est alimenté pour quelques jours, ce qui produit un champ externe irrégulier. C'est alors que l'on observe des jours "agités" avec des "orages magnétiques" dans les observatoires. Remarquons qu'à l'inverse des sources ionosphériques, ces sources sont au-dessus des satellites.

Il existe enfin une dernière catégorie de sources de champ externe, les "courants alignés". En simplifiant à l'extrême, on peut dire que ces courants sont dus aux particules chargées qui étaient déjà responsables de l'anneau de courants et qui peuvent descendre jusqu'à l'ionosphère le long des lignes de champ principal. Macroscopiquement, tout se passe comme si les lignes de champ se comportaient comme des courts-circuits entre l'anneau de courants et l'ionosphère. Parce que l'anneau de courants est à plusieurs rayons terrestres, ces courants alignés vont surtout alimenter les hautes latitudes de l'ionosphère, au nord et au sud, dans une région appelée "ovale auroral" (Figures n° 6,7). Lorsqu'ils sont importants, leur entrée dans l'ionosphère et l'atmosphère provoque une ionisation supplémentaire. Ceci a trois conséquences, l'apparition des aurores boréales (lumières émises par les ions excités), une augmentation locale de la conductivité de l'ionosphère, et, par conséquent, l'apparition d'un courant supplémentaire, "l'électrojet auroral". Ces phénomènes se produisent principalement lors des orages magnétiques. Il importe de constater que si l'électrojet auroral se produit sous les satellites, les courants alignés se produisent dans le volume où évoluent les satellites.

On voit donc que les satellites ne perçoivent pas les sources de la même manière que les observatoires. Tout d'abord, le milieu dans lequel évoluent les satellites n'est pas dépourvu de sources, puisque y circulent des courants alignés. Ensuite, les notions de champs interne et externe sont différentes. Les sources magnétosphériques vont certes pouvoir être considérées comme externes, mais les sources ionosphériques vont apparaître comme internes. Enfin, ces deux champs induisent des courants électriques dans le sous-sol qui vont donner lieu à des sources secondaires d'origine interne. Tout ceci peut générer des difficultés. Ce fut le cas pour MAGSAT, en particulier.

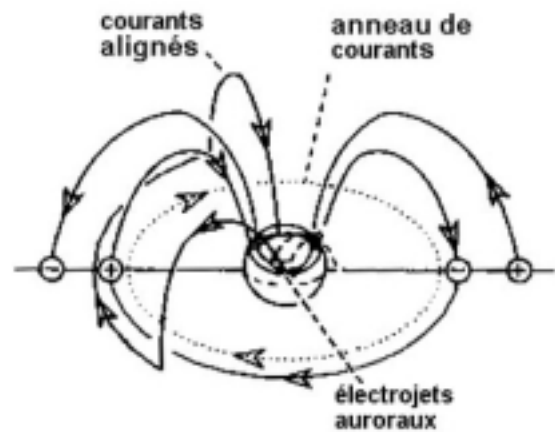


Fig. n° 7. Schéma simplifié des sources magnétosphériques proches du champ magnétique terrestre (seul un demi-espace est représenté).

PROBLEMES DE CONTAMINATION DES MODELES DE CHAMP INTERNE

Considérons ainsi les sources ionosphériques, et plus précisément celles du champ Sq. Au premier ordre, ce champ est héliosynchrone. Il est minimum au cœur de la nuit. Le plus simple pour en éviter le signal consiste donc à n'utiliser que des données de nuit (comme pour les données au sol). MAGSAT, cependant n'a jamais volé de nuit, son orbite héliosynchrone le faisant survoler une région donnée soit à 6 heures du matin, soit à 6 heures du soir ! Or à ces heures locales, la contribution du champ ionosphérique peut être comparable à celles du champ crustal. Ceci fut mis en évidence de manière simple en séparant les jeux de données acquises le matin ou le soir, et en construisant ainsi des modèles décrivant le champ interne vu par le satellite soit le matin, soit le soir. La comparaison de ces modèles révéla une contamination de l'ordre de 10 à 15 nT, aussi bien dans les grandes échelles décrivant le champ principal (Langel et Estes, 1985a, b), que dans les petites échelles décrivant le champ crustal, ce qui dans ce cas est de l'ordre de grandeur du signal recherché (e.g., Cohen et Achache, 1990). Des procédures furent donc conçues pour remédier à cet inconvénient. L'effet apparaissant comme étant principalement dû à l'électrojet équatorial, la méthode générale employée consista à faire des hypothèses sur la géométrie de cet électrojet (hypothèses basées sur ce que l'on savait de l'électrojet à partir des observations réalisées au sol), et à exploiter la différence constatée entre les cartes matin et soir pour calibrer l'amplitude du signal. On peut ainsi réduire cette contamination à moins de quelques nT (Cohen et Achache, 1990; Langel et al., 1993). Cette contamination résiduelle est principalement due à la variabilité naturelle du signal de l'électrojet.

Une autre forme plus subtile de contamination due au champ Sq est liée à la conductivité électrique. On sait de longue date que les sources du champ externes variables dans le temps engendrent par induction des courants électriques dans la croûte et le manteau terrestre légèrement

conducteurs. Ces courants engendrent à leur tour un champ plus faible, induit. L'étude fine des champs externes et induits observés dans les observatoires permet d'ailleurs d'établir le profil radial de conductivité dans le manteau (e.g., Achache et al., 1981). Ce profil radial est responsable d'un champ induit "miroir" du champ S_q , dont la signature la plus importante, associée à l'électrojet équatorial, est également éliminée empiriquement par la méthode décrite au paragraphe précédent. Mais la conductivité de la Terre présente aussi des hétérogénéités latérales importantes, ne serait-ce que du fait de l'alternance des continents et des océans à la surface de la Terre. Les courants induits par le champ S_q dans une Terre présentant de telles hétérogénéités de conductivité peuvent engendrer un signal héliosynchrone de l'ordre de quelques nT, perceptible par MAGSAT. C'est ce qu'ont récemment montré Tarits et Gramatica (2000), et Gramatica et Tarits (2002). Du point de vue de la mission MAGSAT, ceci est de nouveau un inconvénient, l'orbite héliosynchrone de ce dernier rendant ce signal impossible à distinguer du signal dû à l'aimantation de la croûte. Pour le futur, cependant, ce résultat est encourageant. Il montre que les données magnétiques spatiales pourraient aussi apporter des contraintes sur la distribution latérale de la conductivité dans la Terre solide. C'est une perspective sur laquelle nous reviendrons.

Les courants alignés et les électrojets auroraux constituent une autre source importante de contamination aux latitudes aurorales. Malgré le soin apporté à la sélection de données pour éviter ce signal, il apparaît que même par temps magnétiquement calme, ce signal peut être significatif, pouvant se traduire par une contamination de nouveau de l'ordre de 10 nT dans les champs internes reconstruits, précisément dans les zones aurorales (Ravat et al., 1995). La géométrie de ce signal est beaucoup plus mal connue. Ravat et al. (1995) l'ont déterminée empiriquement par comparaison des données jour et soir. Ceci leur a permis de constater qu'il existait une forte composante héliosynchrone du champ produit par ces courants et de proposer une méthode de correction analogue à celle évoquée pour l'électrojet équatorial. On peut alors réduire la contamination à moins de 6 nT. Une autre méthode, plus simple, a également été employée, en particulier pour modéliser le champ principal. Elle consiste à ne pas considérer les données vectorielles aux hautes latitudes, et à ne retenir que les données d'intensité qui ne sont affectées qu'au second ordre par les courants alignés. Cette méthode ne permet cependant pas d'éliminer le signal des électrojets auroraux. De manière générale, la contamination reste donc importante, et on peut affirmer qu'aux hautes latitudes le champ interne de petite échelle reste de ce fait assez mal déterminé par les observations de MAGSAT.

Reste enfin la question des sources magnétosphériques. De nouveau, en dépit des précautions prises pour ne sélectionner que des données de jours calmes, ce champ peut poser des problèmes. Car, même les jours calmes, la contribution de l'anneau de courants reste significative. De prime abord, la modélisation du champ de ces courants en harmoniques sphériques externes selon (2b)

devrait être possible. Mais en pratique on doit faire face à deux difficultés. Il faudrait d'abord que ce champ varie peu le temps d'acquérir suffisamment de données satellitaires afin d'obtenir une bonne couverture géographique (et ainsi permettre l'analyse en harmoniques sphériques). Or le champ magnétosphérique varie beaucoup, ne serait-ce que le temps (de l'ordre de 90 mn) d'une révolution du satellite. On ne peut donc procéder ainsi. Pour éliminer ce signal, une approche analogue à celle employée pour éliminer le signal de l'électrojet a de nouveau été proposée (e.g., Langel et Sweeney, 1971 – on remarquera d'ailleurs que le problème avait été identifié dès les premières missions scalaires). Postulant la géométrie de l'anneau de courants (dans le plan moyen de l'équateur magnétique), il suffit d'ajuster l'amplitude du signal que ce dernier produit afin d'éliminer au mieux les tendances visibles dans le signal le long d'une orbite du satellite. Cependant, contrairement au signal de l'électrojet, le signal magnétosphérique n'est pas de petite échelle spatiale, et cette méthode risque d'éliminer une partie du signal d'origine interne de grande échelle ou présentant une structure Nord-Sud prononcée. Une autre approche a donc aussi été développée (Langel et Estes, 1985a,b). Elle consiste à remarquer que le champ magnétosphérique étant de grande échelle, sa modulation temporelle est essentiellement la même en tout point à proximité de la surface de la Terre. Cette modulation peut donc être mesurée au sol dans les observatoires, et quantifiée, au moins au premier ordre, par l'évolution d'un indice horaire, l'indice Dst. On peut alors empiriquement considérer que le champ magnétosphérique est décrit par un développement du type de (2b), dont la dépendance temporelle peut être prise en compte par l'évolution de cet indice. Ceci élimine la difficulté initiale de la variation temporelle du champ magnétosphérique le temps que le satellite se déplace sur son orbite. Il ne reste alors plus qu'à faire face à la seconde difficulté, qui est que comme le champ S_q , le champ magnétosphérique va induire des courants dans le sous-sol. Cette difficulté est à son tour contournable en remarquant qu'au premier ordre, le champ induit va également être modulé par l'indice Dst. Le champ induit peut donc être décrit par un développement du type (2a), comme le champ interne, mais modulé par l'indice Dst, ce qui permet de l'identifier. Remarquons enfin que le signal magnétosphérique étant variable à l'échelle de l'heure, les difficultés qu'il engendre ne sont pas propres aux satellites héliosynchrones.

LA MISSION ØRSTED

MAGSAT cessa de fonctionner en mai 1980. À la suite de cette mission, huit autres missions de basse altitude (entre 300 et 2000 km) embarquèrent des magnétomètres (cf. Langel et Hinze, 1998). Ces missions n'étaient cependant pas capables de magnétométrie de haute précision. Les magnétomètres étaient tous des magnétomètres fluxgate (donc relatifs), l'attitude était médiocrement déterminée et les mesures du champ restitué dans le référentiel terrestre restèrent très imprécises. Rien de comparable aux mesures de MAGSAT.

Après une interruption de près de 20 ans, le 23 février 1999, Ørsted (Figure n° 4) fut donc la deuxième mission de magnétométrie de la classe de MAGSAT à être lancée et à fournir des données de qualité (Neubert et al., 2001 ; <http://dmiweb.dmi.dk/fsweb/projects/Ørsted/>). La conception d'Ørsted reprenait l'essentiel de la conception de MAGSAT. Ce petit satellite danois, d'un poids total de 62 kg, est en effet constitué d'un corps principal (72 cm x 45 cm x 34 cm) abritant les systèmes de transmissions et de navigation, les sources d'énergie (cinq panneaux solaires alimentant des batteries) ainsi que toute l'électronique de bord. Un bras déployable de 8 mètres de long permet, comme sur MAGSAT, de disposer les magnétomètres à distance, pour réduire la signature magnétique du corps du satellite (d'une propreté magnétique par ailleurs optimisée). Deux magnétomètres ont été utilisés. Un magnétomètre vectoriel relatif danois, de type fluxgate "CSC" (Compact Spherical Coil tri-axial vector magnetometer), construit à l'Institut for Automation, Danish Technical University (IA/DTU), et un magnétomètre scalaire absolu français, de type OverHauser "OVH", construits par le CEA/LETI, fourni par le CNES et dont l'IPGP a assuré la validation scientifique (Langlais et al., 1999). Ces deux magnétomètres sont disposés sur le bras à respectivement 6 et 8 mètres du corps (les deux mètres de distance entre les deux instruments étant requis pour minimiser les possibilités d'interférences). La restitution d'attitude de la mesure vectorielle est assurée de manière beaucoup plus simple que sur MAGSAT, grâce aux progrès réalisés entre temps en matière de caméras stellaires. Une caméra stellaire amagnétique légère (Star Imager ou "SIM") développée également par l'IA/DTU, a en effet pu être montée directement sur le magnétomètre vectoriel. Le magnétomètre absolu, d'une précision supérieure à 0,3 nT, fonctionnant à 1 Hz, permet d'assurer l'étalonnage du magnétomètre vectoriel CSC, qui peut fonctionner jusqu'à 100 Hz. Ce CSC s'est révélé être d'une grande stabilité, et la mesure sur chaque composante vectorielle est ainsi connue à 0,5 nT près dans le référentiel du satellite. La caméra SIM permet alors de restituer ce vecteur dans le référentiel géocentrique. Un point qui s'est avéré important pour l'exploitation des données est que l'erreur de restitution d'attitude n'est pas isotrope. Une erreur de rotation d'environ 30 secondes d'arc est constatée autour de l'axe de visée de la caméra, alors que l'erreur reste de l'ordre de 5 secondes d'arc pour ce qui concerne la direction de cet axe. En fonction de l'orientation du satellite par rapport au référentiel géocentrique, l'erreur sur une composante restituée peut donc atteindre près de 7 nT, tandis qu'elle peut tout aussi bien n'être que de 1 nT. Avec un formalisme adapté (Holme et Bloxham, 1996), ce type d'erreur "d'attitude" peut heureusement être pris en compte pour tirer le meilleur parti des données. Notons néanmoins que cette difficulté est la principale limite à l'excellente qualité des données d'Ørsted, car, par ailleurs, la position du satellite est connue à moins de 50 m près grâce à des récepteurs GPS. Ørsted est donc de classe au moins comparable à MAGSAT. Signalons, pour compléter ce rapide panorama (on pourra aussi consulter le site web mentionné ci-dessus), que la charge utile d'Ørsted comprend

également un détecteur de particules chargées et un GPS Turbo-Rogue. Les mesures de ces deux instruments n'ont cependant pas été directement exploitées pour la magnétométrie.

L'orbite d'Ørsted possède deux caractéristiques qui la distinguent de celle de MAGSAT. Elle n'est pas héliosynchrone afin d'éviter les difficultés décrites précédemment. Elle est plus haute, afin de permettre à la mission de durer plus longtemps. De fait, l'orbite est telle, que l'inclinaison est de 96,5°, et le périégée et l'apogée d'environ 640 km et 880 km. Ceci permet à l'orbite de dériver progressivement, et au satellite de survoler le sol à une heure locale variant de - 0,9 minute/jour, donc de couvrir toutes les heures locales en environ 800 jours (au lancement, cette heure locale était de l'ordre de 2 h 30 matin et soir). Après environ 16 mois, en juin 2000, il était donc prévu que l'orbite entrât dans une période de trois mois d'illumination permanente du satellite par le Soleil (une face au Soleil, une face à l'ombre), au cours de laquelle, en août 2000, l'orbite devait passer par la configuration de MAGSAT (heure locale de 6 heures le matin et le soir). Mais contrairement à MAGSAT, Ørsted n'était pas optimisé pour voler longtemps dans une telle configuration, thermiquement inconfortable. La durée nominale de la mission était donc de 14 mois. Mais il se trouva que Ørsted surmonta l'obstacle, une fois, puis deux fois, 800 jours plus tard, c'est-à-dire tout récemment, fin 2002. Un grand nombre de données sont donc disponibles, couvrant toutes les heures locales (mais il est vrai, en plus ou moins grand nombre, la configuration "illuminée" étant malgré tout très défavorable). Les données ont déjà donné lieu à une quarantaine de publications concernant aussi bien le champ magnétique externe que le champ magnétique interne (cf. le site mentionné ci-dessus). Nous reviendrons plus loin sur quelques-uns des résultats les plus significatifs concernant plus spécifiquement le champ interne.

LA MISSION CHAMP

Le lancement d'Ørsted était initialement prévu pour 1997, en tant que charge secondaire sur une fusée américaine Delta II dont la charge principale était un satellite beaucoup plus important. Le développement de cette charge principale connut malheureusement de nombreuses difficultés, ce qui retarda le lancement de trois ans. Entre temps, un second projet de satellite avait eu le temps de se concrétiser, la mission CHAMP (CHALLENGING Minisatellite Payload, <http://op.gfz-potsdam.de/champ/>) d'initiative allemande, embarquant une instrumentation internationale (Figure n° 4). Cette mission fut lancée le 15 juillet 2000 (avec une fusée russe COSMOS, sans même une seconde de retard sur la date annoncée), soit seulement 5 mois après Ørsted. La politique mise en place par le GeoForschungsZentrum Potsdam (Allemagne) pour l'exploitation des données de cette seconde mission est cependant très différente de celle du projet Ørsted. Ce n'est en effet que fin mai 2001, bien après le lancement du satellite (à l'inverse du projet Ørsted, qui, il est vrai, avait eu le temps de se préparer !), qu'un appel d'offre international fut lancé. Et si les données sont désormais

disponibles, seules quelques études réalisées par le GFZ ont pour l'instant abouti. Nous en parlerons rapidement plus loin.

CHAMP se distingue à son tour d'Ørsted et de MAGSAT. Tout d'abord, et nous ne nous attarderons pas davantage sur cette caractéristique qui n'a été que peu exploitée pour l'instant pour la magnétométrie, CHAMP est à la fois une mission de gravimétrie et de magnétométrie. À ce double titre, CHAMP embarque donc un accéléromètre construit par l'ONERA et fourni par le CNES, un récepteur GPS TRSR-2 (à 48 canaux) construit par le JPL et fourni par la NASA, un réflecteur laser (Laser Retro Reflector, LRR) développé par le GFZ – ces trois instruments constituant la charge utile pour la gravimétrie –, mais aussi, deux magnétomètres vectoriels relatifs fluxgate CSC construits par les Danois de l'IA/DTU, un magnétomètre absolu OVH acheté auprès du LETI/CEA – ces magnétomètres, très semblables à ceux présents sur Ørsted, constituent la charge utile pour la magnétométrie –. On trouve également, pour les besoins de restitution d'attitude, aussi importants en gravimétrie qu'en magnétométrie, deux paires de caméras stellaires (Advanced Stellar Compass, ASC) construites, comme pour Ørsted, par les Danois de l'IA/DTU. Un ultime instrument est encore présent, un Ion Driftmeter fourni par l'Air Force Research Laboratory, aux USA, qui permet de mesurer les densités d'ions et la valeur du champ électrique.

Comme toujours, les instruments magnétiques ont été placés sur un bras. Ce bras de 4 m est assez court, car le corps du satellite s'allonge lui-même sur près de 4 m. Ce corps important, de même que la masse du satellite (plus de 500 kg), sont des contraintes imposées par la gravimétrie. Les deux magnétomètres CSC, sur chacun desquels a été rigidement fixé un ASC, sont installés sur un banc optique rigide, de part et d'autre du bras (à 60 cm l'un de l'autre) et à 2 m du corps du satellite. Le magnétomètre OVH est, bien entendu, en extrémité de bras. La présence de deux caméras stellaires pointant vers des directions nettement sécantes (102°) sur un banc optique commun, était souhaitée pour réduire l'anisotropie de l'erreur de restitution d'attitude d'une caméra isolée (ce qui génère des difficultés, comme nous l'avons vu à propos d'Ørsted). Dès lors, il était facile de dupliquer également les CSC, ce qui permettait en outre d'assurer une redondance des mesures et de détecter, le cas échéant, tout problème de champ engendré artificiellement par le corps du satellite. L'OVH fonctionne à 1 Hz avec une précision de l'ordre de 0,2 nT. Après étalonnage, les CSC, qui fonctionnent à 50 Hz, permettent alors une détermination du champ vectoriel avec une erreur du même ordre sur chaque composante dans le référentiel du satellite. Le bruit magnétique du satellite a été maintenu à moins de 0,5 nT. La restitution d'attitude permise par les deux ASC est de l'ordre de 4 seconde d'arc. Restitué dans le référentiel géocentrique, le champ magnétique peut ainsi être connu à mieux que 1 nT, sur chaque composante. Ajoutons que la position du satellite est particulièrement bien connue pour les besoins de la gravimétrie, et n'engendre donc qu'une très faible erreur. Ces performances optimales sont bien meilleures que celles d'Ørsted et MAGSAT ! Signalons toutefois qu'il

arrive que l'une des caméras stellaires puisse ne pas fonctionner (lorsque par exemple le Soleil ou la Lune sont en vue), ce qui dégrade momentanément la qualité des données, et que ce niveau de performances nécessite une excellente connaissance des angles relatifs entre les deux CSC et les caméras stellaires. Ceci nécessite un re-étalonnage fin en vol (à effectuer en plus de l'étalonnage absolu), ce qui n'est pas si simple à mener (Gravrand et al., 2001). De fait, l'étalonnage des données vectorielles reste une question d'actualité pour CHAMP. Pour l'instant, il semble raisonnable de considérer que la précision absolue des données magnétiques vectorielles restituées est de l'ordre de 2 nT (First Champ Science Meeting, GFZ, 2002).

Deux autres caractéristiques importantes de CHAMP doivent être mentionnées, liées, cette fois-ci, à la nature de l'orbite. Celle-ci est très basse et très proche d'être exactement circulaire et polaire. Cette orbite a en effet une inclinaison de $87,3^\circ$, une altitude moyenne initiale de 454 km (l'excentricité très faible, engendrant des variations d'altitudes de seulement ± 30 km). Il est prévu que cette orbite descende de manière contrôlée à 300 km après 5 ans de mission, au terme de laquelle le satellite sera livré à lui-même, afin de permettre l'acquisition de données à très basse altitude pendant quelques mois. Ce type d'orbite, de longue durée et à basse altitude, a été rendu possible par un profilage optimisé du satellite (Figure n° 4). De la sorte CHAMP combine deux avantages : l'acquisition de données à basse altitude (comme MAGSAT) et une durée longue de mission (comme Ørsted). En outre, CHAMP couvre mieux les zones polaires : Ørsted et MAGSAT ne peuvent acquérir de données au-delà de 84° de latitude. CHAMP atteint $87,3^\circ$ de latitude. Enfin, tout comme celle d'Ørsted, l'orbite de CHAMP n'est pas héliosynchrone. Elle dérive progressivement, à une vitesse de l'ordre de -6 minutes/jour, ce qui permet de couvrir toutes les heures locales en à peu près 120 jours, soit environ 4 mois.

LA MISSION SAC-C

Afin de compléter ce panorama des missions magnétiques actuellement en vol, signalons enfin brièvement la mission SAC-C argentine (avec une forte participation internationale, et des USA en particulier ; <http://www.conae.gov.ar/sac-c/>), (Figure n° 4). Quoique cette mission soit d'abord destinée à une expérience d'occultation GPS et à l'imagerie multi-spectrale (dans cinq bandes) des continents et de leurs côtes, SAC-C embarque une instrumentation magnétique, placée, comme toujours, sur un bras. Cette instrumentation, dite "expérience Ørsted-2", est semblable à celle d'Ørsted : elle comporte un magnétomètre vectoriel CSC et une caméra stellaire fournis par les Danois de l'IA/DTU, et un magnétomètre absolu, cette fois-ci à hélium (JPL) fourni par la NASA. Lancé le 18 novembre 2000, sur une orbite héliosynchrone 10 h 30 / 22 h 30 circulaire, à une altitude moyenne de 700 km et avec une inclinaison de $98,2^\circ$, cette mission devrait fonctionner 4 ans. Malheureusement, l'instrumentation magnétique est en partie défectueuse. La caméra stellaire ne répond pas (défaillance de câble). Il n'est donc pas possible de resti-

tuer les mesures vectorielles dans le référentiel géocentrique avec la précision requise pour la magnétométrie planétaire. Le magnétomètre scalaire fonctionne mais rencontre également quelques difficultés d'étalonnage. SAC-C est donc loin d'être de la même classe que Ørsted ou CHAMP. Cependant la présence simultanée de ces trois satellites offre la possibilité de faire des comparaisons. Ces comparaisons ont déjà permis de constater que le magnétomètre scalaire de SAC-C donne pour l'instant des mesures précises à 2,5 nT près. Nous reviendrons plus loin sur l'intérêt de disposer ainsi de plusieurs satellites simultanément en vol.

INTERPRETATION

Abordons maintenant l'interprétation des observations, à travers quelques-uns des résultats les plus significatifs obtenus ces dernières années en commençant par l'interprétation des données historiques.

QUATRE SIECLES DANS LA VIE DU CHAMP MAGNETIQUE PRINCIPAL

Nous l'avons dit, le champ principal et sa variation séculaire sont produits par le noyau de la Terre. Grâce aux modèles développés par Bloxham et Jackson (1992), puis plus récemment par Jackson et al. (2000), il nous est possible de suivre une "animation" de l'évolution de ce champ à la surface de la Terre, mais aussi à la surface du noyau. En effet, ce champ étant produit dans le noyau et variant assez lentement, le manteau constitué de silicates dont la conductivité électrique est faible (Shankland et al., 1993 ; Katsura et al., 1998) peut alors être considéré comme un isolant électrique. Dans ces conditions, les modèles exprimés sous la forme (2a) (rappelons que la contribution du champ crustal est négligeable pour les degrés jusqu'à 13) peuvent être employés pour reconstituer le champ à la base du manteau. Par continuité de la composante normale du champ (donc radiale, en coordonnées sphériques) lors du passage dans le noyau, on sait que si l'on représente une carte de cette composante, cette carte est une image directe de la composante radiale du champ à la surface du noyau.

Les Figures n° 8a et 8b représentent deux telles cartes pour les deux époques 1590 et 1990, d'après le modèle de Jackson et al. (2000). Ce modèle, dont le principal mérite est de permettre de faire reculer l'image du champ jusqu'à précisément 1590, ne diffère que peu du modèle plus ancien de Bloxham et Jackson (1992), largement commenté par le passé (on pourra notamment consulter l'article de Hulot et Jault (1995) réalisé à l'occasion du rapport quadriennal 1991 - 1994 du CNFGG). Mais il confirme clairement quelques faits sur lesquels nous nous appuyerons par la suite. D'abord, que si le champ magnétique est principalement dipolaire à la surface du noyau, sa composante multipolaire est importante (c'est elle qui est responsable des fortes variations régionales visibles sur ces cartes). Ensuite que cette composante multipolaire est fortement variable dans le temps. Rappelons en effet que l'étude de Hulot et Le Mouél (1994) (réalisée sur le modè-

le de Bloxham et Jackson (1992)) avait permis de quantifier cette variation en termes statistiques. Celle-ci faisait apparaître que plus les échelles considérées sont petites, plus le champ évolue vite, les temps caractéristiques variant de 200 ans pour le degré 2 du champ jusqu'à 100 ans pour le degré 7 (comme nous l'avons vu, la variation temporelle des degrés supérieurs à 8 est sujette à caution dans ces modèles historiques). Enfin, qu'il semble que l'on puisse caractériser l'essentiel de l'évolution du champ sur 400 ans par la présence d'une structure relativement stable (qui apparaît sur la Figure n° 8c, moyenne du champ sur les 400 ans) et d'un champ de plus petite échelle rapidement variable dont le principal effet, au terme des 400 ans, est d'avoir renforcé une importante région de polarité inverse sous l'Atlantique sud (tache bleue sur la Figure n° 8b). Cette tendance est présente, même si on dégrade les modèles les plus récents pour tenir compte de l'évolution de la qualité des modèles vers les époques récentes.

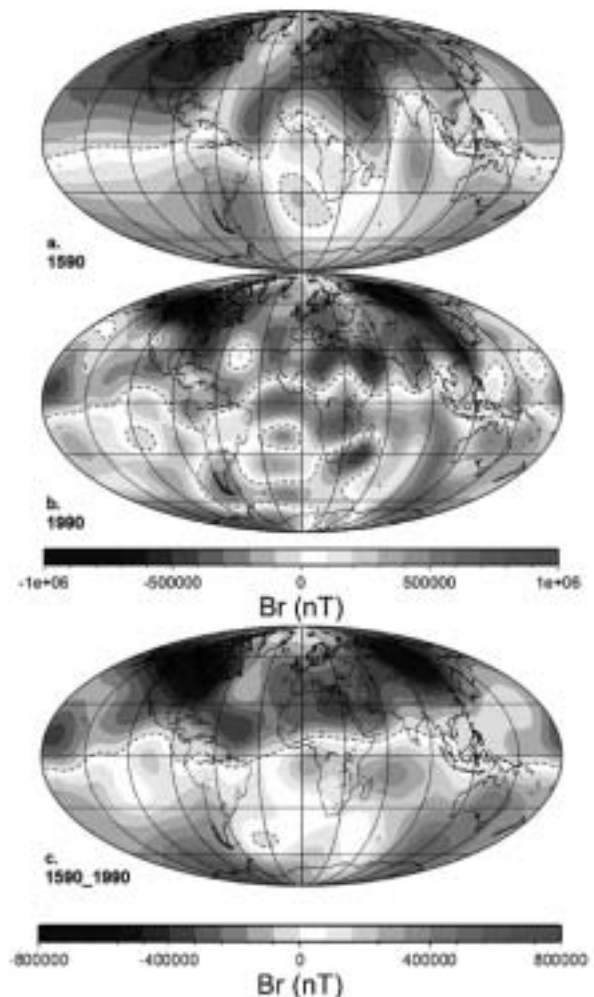


Fig. n° 8. Carte de la composante radiale du champ magnétique à la surface du noyau, en 1590 (a) et en 1990 (b), et pour le champ moyen entre les deux époques (c) (d'après Jackson et al., 2000).

MOUVEMENTS DU FLUIDE A LA SURFACE DU NOYAU

Pour comprendre davantage l'origine de l'évolution du champ principal, il importe de rappeler que le noyau de la Terre est fluide (sauf en son centre, où se trouve la graine solide), qu'il est très vraisemblablement constitué de fer liquide, que ce dernier se refroidit lentement en convectant, et que c'est donc la convection de ce métal conducteur qui est presque certainement responsable de l'existence même de ce champ, via un mécanisme de dynamo fluide auto-entretenu. En fait, il faut bien le dire, aucun autre mécanisme physique ne semble à même de rendre compte des observations, même si plusieurs auteurs ont tenté d'autres explications par le passé (voir l'excellente revue proposée par Merrill et al., 1996). En outre, la capacité d'une dynamo fluide auto-entretenu à générer un champ magnétique planétaire est désormais bien établie, grâce en particulier aux progrès récents en matière de simulation numérique (e.g., Christensen et al., 2001), même si, il faut le reconnaître, ces simulations ne peuvent encore prétendre fonctionner dans le régime de paramètres pertinents pour la Terre (Dormy et al., 2000). La principale difficulté vient de la viscosité du fluide du noyau, extrêmement faible dans la réalité, mais qui joue encore un rôle trop important dans les simulations numériques de dynamo et plus généralement dans tous les phénomènes magnétohydrodynamiques que l'on peut être tenté de simuler (Dormy et al., 1998 ; 2002). On peut néanmoins affirmer que le champ principal de la Terre est très vraisemblablement dû à un tel mécanisme.

Dans ce contexte, si la composante radiale B_r du champ évolue à la surface du noyau comme en témoignent les Figures n° 8, ce ne peut être que sous l'effet de l'équation (e.g., Gubbins et Roberts, 1987) :

$$\frac{\partial B_r}{\partial t} = -\vec{\nabla}_H (\vec{u} B_r) + \frac{\eta}{r} \Delta(r B_r) \quad (4)$$

où $\vec{\nabla}_H$ est la composante horizontale de $\vec{\nabla}$, $\eta = (\mu\sigma)^{-1}$ est la diffusivité magnétique du noyau (σ étant la conductivité du noyau, μ sa perméabilité magnétique) et \vec{u} est la vitesse animant le fluide le long de la frontière noyau-manteau.

Cette équation montre que B_r ne peut varier que sous l'effet de son transport par le fluide (premier terme de droite) ou sous l'effet d'une diffusion (second terme de droite). S'il est certain que le terme de diffusion joue un rôle important à long terme (à l'échelle de plusieurs milliers d'années), il est par contre raisonnable de considérer que l'essentiel des variations constatées à l'échelle de la dizaine d'années, voire du siècle, est principalement dû au transport du champ par le fluide. Faire cette hypothèse, dite "hypothèse du flux gelé" (FG, initialement proposée par Roberts et Scott, 1965), permet alors d'envisager de reconstituer les mouvements à la surface du noyau à partir des variations temporelles de B_r . Pour mener à un mouvement unique, l'exercice exige cependant une hypothèse supplémentaire sur la nature de ces mouvements (Backus, 1968).

L'hypothèse retenue dans les travaux que nous mentionne-

rons est l'hypothèse tangentiellement géostrophique (TG, Le Mouél, 1984). Celle-ci postule qu'à la surface du noyau (mais non nécessairement ailleurs), les composantes horizontales des forces de Coriolis subies par le fluide en mouvement \vec{u} sont compensées par le gradient horizontal de la pression dynamique P . A savoir (ρ_0 étant la densité du noyau, et $\vec{\Omega}$ la vitesse de rotation de la Terre sur elle-même) :

$$2\rho_0(\vec{\Omega} \times \vec{u})_H = -\vec{\nabla}_H P \quad (5)$$

Un aspect important de ces hypothèses est qu'indépendamment des valeurs que peut prendre un tel mouvement, elles imposent des contraintes sur la façon dont le champ peut évoluer. Un certain nombre de quantités intégrales de B_r à la surface du noyau doivent être conservées au cours du temps. Ces contraintes offrent donc a priori une possibilité de tester les hypothèses du flux gelé et de la géostrophie tangentielle à partir des modèles de champ interne. La chose n'est cependant pas si simple à mener. Il faut d'abord recenser toutes les contraintes en questions. C'est chose faite depuis peu (Chulliat et Hulot, 2001 ; Chulliat, 2003). Il faut ensuite être capable d'interpréter les éventuels départs aux contraintes en question, soit en termes physiques (Hulot et Chulliat, 2003), soit en termes d'incertitudes dans les modèles géomagnétiques. C'est incontestablement ce dernier point qui reste le plus délicat à mettre en œuvre.

Si l'on admet les deux hypothèses FG et TG précédentes, on est alors en mesure d'estimer ce que vaut le mouvement presque partout à la surface du noyau. Presque partout, car il subsiste malgré tout des régions dans lesquelles des mouvements géostrophiques "invisibles" (ne produisant aucune variation du champ), peuvent circuler (Backus et Le Mouél, 1986). Ces régions dites "ambiguës" sont de relativement petites échelles. Si l'on recherche a priori un mouvement de grande échelle, ceci ne pose pas de difficultés. C'est l'hypothèse qui est généralement faite. Le mouvement est alors calculé en recherchant sa décomposition sur une base de mouvements élémentaires géostrophiques dérivés des harmoniques sphériques, ce qui permet d'introduire une contrainte pénalisant les mouvements de petites échelles lors de l'inversion numérique (pour plus de détails, voir Gire et Le Mouél, 1990 ; Hulot et Jault, 1995). Il a néanmoins été noté récemment qu'une autre possibilité de calcul était envisageable, permettant de retrouver le mouvement géostrophique exactement (aux erreurs d'observations près), partout en dehors des régions ambiguës (Chulliat et Hulot, 2000). Cette méthode de calcul (dite "locale", par opposition à la méthode précédente, qualifiée de "spectrale") permet de s'affranchir de l'hypothèse de grande échelle. Mais elle n'est pas facile à mettre en œuvre, car elle exige que le champ magnétique satisfasse exactement les contraintes intégrales liées aux deux hypothèses FG et TG. Des calculs préliminaires ont néanmoins été entrepris, dont les résultats sont raisonnablement proches de ceux obtenus par la méthode spectrale. Ils montrent que le mouvement semble en effet être principalement de grande échelle.

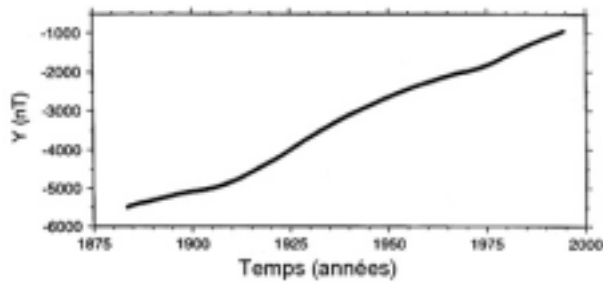


Fig. n° 9. Composante Y (Est) du champ magnétique observé à Chambon-la-Forêt.

Partant de modèles historiques du champ, on peut alors étudier les mouvements qui leur sont associés. Ces études ont été entreprises de manière systématique dès la parution du modèle de Bloxham et Jackson (1992). Hulot et Jault (1995) décrivent les résultats qui avaient déjà été acquis à l'époque. Deux conclusions importantes s'imposaient déjà, confirmées depuis. D'une part que ces mouvements évoluent de manière significative sur des constantes de temps de quelques dizaines d'années au siècle, d'autre part que cette évolution est à mettre en relation avec deux faits majeurs, l'observation de "secousses géomagnétiques" (Hulot et al., 1993) et l'existence de couplages mécaniques entre le noyau et le manteau (Jault et al., 1988). Nous allons donc d'abord rapporter les derniers résultats obtenus à ce propos. Nous reviendrons plus loin sur la description générale de la morphologie des mouvements, que les données combinées de MAGSAT et Ørsted ont permis de préciser pour la période 1980-2000.

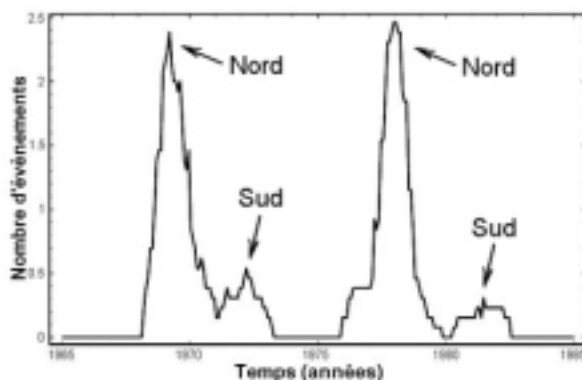


Fig. n° 10. Distribution bimodale des secousses géomagnétiques de 1969 et 1978, qui apparaissent d'abord dans l'hémisphère Nord puis dans l'hémisphère Sud (où les observatoires sont moins nombreux, Alexandrescu et al., 1996b).

LES SECOUSSES GEOMAGNETIQUES

Les "secousses géomagnétiques" ont été mises en évidence par Courtillot et al. (1978). Ces dernières se manifestent le plus clairement dans les longues séries d'observatoires, tout particulièrement sur les moyennes

mensuelles de la composante Est (Y) du champ magnétique, peu affectées par le signal externe (la moyenne mensuelle éliminant l'essentiel du signal ionosphérique, la composante Est étant par ailleurs peu affectée par le signal de l'anneau de courants). La Figure n° 9 montre ainsi l'évolution de cette composante, entièrement imputable au champ principal, à Chambon. On y voit très clairement que le champ varie en suivant une courbe régulière, dont la courbure change à certains moments précis. Ce sont les "secousses géomagnétiques" ("geomagnetic jerks", en anglais). On en compte une dizaine au 20^{ème} siècle, les derniers s'étant produits en 1969, 1978, 1992 (Alexandrescu et al. 1996b ; Macmillan, 1996) et sans doute (car on manque encore un peu de recul pour en être sûr) en 1999 (Manda et al., 2000). Au premier ordre, chaque secousse peut être interprétée comme un saut de la dérivée temporelle seconde du champ principal se manifestant de manière quasi-synchrone sur l'ensemble de la planète. Des analyses plus fines menées ces dernières années, grâce à l'analyse en ondelettes, ont cependant permis de constater que ces secousses avaient un comportement plus subtil. On a ainsi d'abord pu constater qu'il ne s'agissait pas exactement d'un simple saut d'ordre 2 (comportement en $(t-t_0)^2$) du champ magnétique, mais plutôt d'un saut d'ordre α (comportement en $(t-t_0)^\alpha$) (Alexandrescu et al., 1995). On a ensuite pu mettre en évidence le fait que ces secousses n'étaient pas rigoureusement synchrones. Elles se produisent avec un léger décalage temporel, les secousses apparaissant d'abord dans l'hémisphère nord, puis, un à deux ans plus tard, dans l'hémisphère sud (Alexandrescu et al., 1996b, Figure n° 10). On a enfin pu constater que les deux secousses les mieux documentées, celles de 1969 et de 1978 (responsables du "creux" bien visible entre ces deux époques sur la Figure n° 9), semblaient agir en sens opposé l'une de l'autre.

Comme l'ont ensuite montré Manda Alexandrescu et al. (1999), le simple fait que les changements de tendance observés soient aussi soudains apporte une contrainte intéressante à la fois sur la conductivité électrique du manteau et sur la nature possible des secousses. Étudiant en détail les légers départs du signal observé à un saut instantané d'ordre α , et attribuant ces départs à l'effet de la conductivité du manteau que le signal a nécessairement dû traverser, Manda Alexandrescu et al. (1999) ont ainsi pu constater que les observations étaient compatibles, d'une part avec ce que l'on sait de la (faible) conductivité des silicates du manteau (Shankland et al., 1993 ; Poirier et al., 1996 ; Katsura et al., 1998), d'autre part avec l'idée que les secousses puissent être exactement des sauts instantanés d'ordre lorsqu'ils se produisent à la surface du noyau.

Pour mieux comprendre l'origine de ces secousses, il faudrait alors tenter de reconstruire la morphologie de ces sauts à la surface du noyau en tenant compte de l'ensemble des résultats précédents. La chose n'est pas simple et n'a pas encore été tentée. L'exercice est par contre beaucoup plus simple si l'on en revient à la description approchée des secousses, considérées alors comme des sauts instantanés synchrones d'ordre 2 à l'échelle planétaire, et si l'on se contente de les cartographier à la surface de la Terre. C'est une approche "rustique", mais éclairante. Reprenant toutes

les données d'observatoires, Le Huy et al. (1998) ont ainsi pu cartographier les trois secousses de 1969, 1978 et 1992, et en confirmer la nature "alternée", celles de 1969 et 1992 étant de nature proche, mais de sens opposé à celle de 1978 (Figure n° 11). Il semble donc que les secousses gardent en mémoire une certaine géométrie.

Dans la mesure où 1), les secousses témoignent de changements soudains de tendance de la variation séculaire et 2), la variation séculaire peut elle-même être interprétée comme la conséquence de l'advection du champ par le mouvement à la surface du noyau, on ne peut que conclure que ces mouvements doivent eux-mêmes subir des changements soudains de tendances au même moment. C'est ce que Hulot et al. (1993) avaient mis en évidence en étudiant l'évolution des mouvements calculés dans les hypothèses FG et TG, à partir du modèle historique de Bloxham et Jackson (1992). Le Huy et al. (1998, 2000a) ont récemment complété ce travail. Utilisant leur estimation des secousses, ils en ont déduit le saut d'accélération que le fluide avait dû subir à la surface du noyau au même moment. Naturellement, les sauts de 1969 et 1992 sont très semblables, celui de 1978 étant pratiquement de sens opposé. Si donc, les hypothèses FG et TG tiennent, les secousses géomagnétiques pourraient être interprétées comme la conséquence de l'apparition successive de mouvements accélérés à la surface du noyau, chaque nouveau mouvement ayant tendance à agir dans le sens opposé du mouvement précédent. Notons pour la suite que ces sauts d'accélération, et donc les mouvements variables qui sont à l'origine des secousses géomagnétiques ne sont clairement pas axi-symétriques.

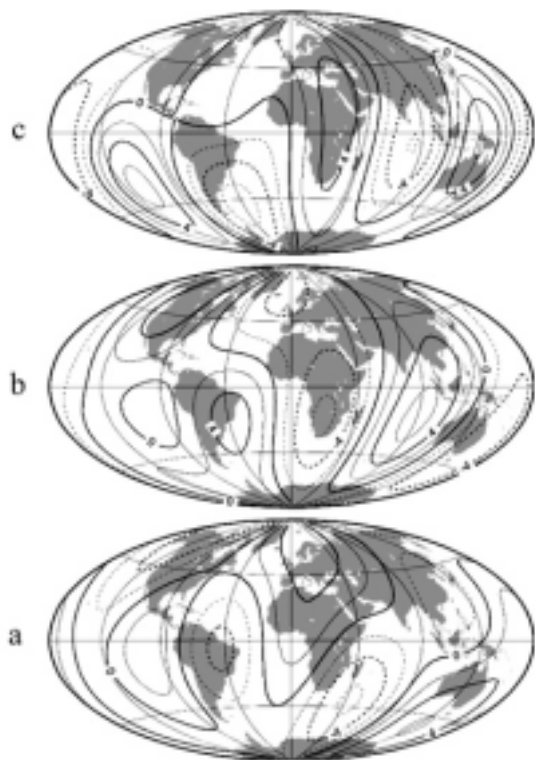


Fig. n° 11. Carte de la composante Est du champ géomagnétique à la surface de la Terre, pour les secousses géomagnétiques de 1969 (a), 1979 (b) et 1992 (c) (Le Huy et al., 1998).

Les études précédentes interprètent les secousses géomagnétiques en termes de mouvements, mais n'en justifient pas l'existence. Deux études récentes ont tenté de proposer une "explication" physique aux secousses. La première, publiée par Bellanger et al. (2001, voir aussi Bellanger 2002), propose que les secousses soient la conséquence de l'évolution rapide d'hétérogénéités de densité concentrée dans une couche initialement mince à la surface du noyau. Ces hétérogénéités de densité prendraient hypothétiquement naissance au contact du manteau présentant lui-même des hétérogénéités latérales de température, puis "couleraient" dans le noyau, en induisant un mouvement horizontal uniformément accéléré (en temps) dans la couche dont l'épaisseur croîtrait par ailleurs linéairement. Ce modèle cinématique a cela de séduisant que quoique faisant appel à un mouvement uniformément accéléré dans la couche, il permettrait de produire des sauts instantanés d'ordre $\alpha = 1.5$ dans le champ principal (par interaction avec le champ existant, et du fait du rôle important que jouerait alors la diffusion magnétique, second terme de droite dans (4)), tout en produisant l'apparition soudaine d'une surpression à la base du manteau. Ceci permettrait d'expliquer que les secousses géomagnétiques puissent aussi être associées à des changements de phases de l'oscillation libre de Chandler, point sur lequel nous reviendrons dans un instant. Ce modèle repose cependant sur beaucoup d'hypothèses spéculatives.

Plus récemment Bloxham et al. (2002) ont avancé une autre explication. Celle-ci s'appuie sur un tout autre mécanisme, celui des oscillations de torsions, dont il sera question au paragraphe suivant. Disons-le d'emblée, si cette explication a le mérite de s'appuyer sur un mécanisme clairement identifié, elle suscite pour l'instant de sérieuses réserves. Elle stipule notamment que les seuls mouvements présentant des variations à l'échelle décennale à la surface du noyau sont purement axi-symétriques. Ceci est en contradiction avec de nombreux travaux antérieurs qui attestent de l'existence de mouvements variables non-axisymétriques (e.g., Hulot et al., 1993 ; Jackson, 1997), la contradiction la plus patente étant celle que l'on constate avec les résultats de Le Huy et al. (1998). Car les hypothèses employées par Le Huy et al. (1998) pour calculer les sauts d'accélération responsables des secousses géomagnétiques sont parfaitement compatibles avec celles employées par Bloxham et al. (2002) pour mener leur étude. En vertu de quoi, Le Huy et al. (1998) auraient dû mettre en évidence des sauts d'accélération principalement axi-symétriques, ce qui n'est pas du tout le cas, comme nous l'avons vu. Cette contradiction n'est pas discutée par Bloxham et al. (2002), qui ne s'appuient d'ailleurs que sur très peu d'observations pour étayer leur affirmation. Ajoutons enfin, que tout comme celle de Le Huy et al. (1998), l'étude de Bloxham et al. (2002) ignore la double difficulté posée par l'ordre 1,5 des secousses, et le décalage observé entre l'apparition des secousses dans les hémisphères nord et sud.

ACTION MECANIQUE DU NOYAU SUR LE MANTEAU

Les variations décennales du champ magnétique et des mouvements à la surface du noyau ne sont pas associées qu'aux seules secousses géomagnétiques. Elles sont susceptibles de faire apparaître des couples mécaniques sur le manteau solide et donc d'être aussi associées aux irrégularités que l'on observe dans la durée du jour et dans le mouvement du pôle de rotation de la Terre (voir e.g., Wahr, 1988).

Considérons d'abord les irrégularités observées dans la durée du jour. Celles-ci sont attribuables pour les plus rapides (annuelles et sub-annuelles), à des échanges de moment cinétique entre le manteau et les enveloppes fluides externes (atmosphère et océans), et pour les plus lentes (ralentissement séculaire), à la dissipation due aux marées ainsi qu'à une modification du moment d'inertie du manteau produit par le rebond post-glaciaire (soulèvement lent du Nord du Canada et de la Scandinavie à la suite de la disparition de la calotte glaciaire à la fin de la dernière glaciation). Mais à l'échelle décennale, les variations observées (de l'ordre de quelques ms) ne peuvent être attribuées ni aux enveloppes fluides, lesquelles ne constituent pas un réservoir de moment cinétique suffisant, ni à des processus mantelliques, trop lents. Il est donc naturel d'envisager de les attribuer au noyau, dont les mouvements varient précisément à cette échelle de temps.

Considérons ensuite le mouvement du pôle de rotation (dont le déplacement au sol est de l'ordre d'une fraction de seconde d'arc, voir e.g., Gibert et al., 1998). Celui-ci est dominé à parts à peu près égales, par une oscillation annuelle forcée (forçage climatique) et par une oscillation libre de période 435 jours (qui apparaît dès que l'axe de rotation de la Terre n'est pas aligné avec l'axe de symétrie de révolution du manteau), l'oscillation de Chandler. Une dérive séculaire, d'amplitude comparable sur un siècle, est de nouveau attribuée au rebond post-glaciaire (Lambeck, 1980). Mais il semble qu'une variation décennale de plus faible amplitude existe également, de l'ordre du dixième de seconde d'arc. Celle-ci reste cependant difficile à caractériser, car à la limite de la résolution des observations, notamment pour les époques les plus anciennes (les données les plus récentes donnant lieu à nettement moins de variations, Hulot et al., 1996; McCarthy et Luzum, 1996). Le noyau pourrait de nouveau en être à l'origine.

Ces dernières années, de très nombreux travaux ont porté sur l'étude des couples que le noyau pourrait effectivement exercer sur le manteau pour rendre compte de ces variations. Ces études viennent tout juste de faire l'objet d'un long papier de revue par Jault (2003), auquel nous renvoyons le lecteur pour beaucoup plus de précisions que ce qu'il nous est possible de donner ici. Il n'est toutefois pas inutile de passer en revue les mécanismes qui ont été évoqués, et de mentionner ainsi l'état de la question à travers quelques-uns des travaux les plus récents.

Traisons d'abord rapidement la question du mouvement du pôle de rotation. Dans une série d'études récentes (Hulot et al., 1996; Greff-Lefftz et Legros, 1995; Hide et

al., 1996), il a ainsi été montré que les variations décennales observées dans ce mouvement pouvaient en effet être attribuées à des couplages topographiques et gravitationnels associés aux mouvements à la surface du noyau (notions que nous préciserons plus bas), si du moins il était confirmé que l'amplitude du signal est plutôt de l'ordre de la fraction de dixième de seconde d'arc, comme semblent l'indiquer les données les plus récentes. Une étude plus récente encore (Gibert et al., 1998), a par ailleurs mis en évidence un autre lien possible entre le champ magnétique, les mouvements du noyau et, de manière plus surprenante cette fois-ci, l'oscillation de Chandler. Grâce à une analyse en ondelettes des données de positions du pôle qui leur a permis d'isoler la seule contribution de l'oscillation de Chandler, Gibert et al. (1998) ont en effet révélé une corrélation entre l'apparition des secousses géomagnétiques et de soudains changements de phases dans l'oscillation de Chandler. Cette oscillation libre n'est maintenue que si elle est régulièrement excitée. La source la plus probable de cette excitation est la dynamique de l'atmosphère et de l'océan (Celaya et al., 1999; Gross, 2000), mais les déphasages observés ne sont pas expliqués et la corrélation de Gibert et al. (1998) suggère donc que les secousses géomagnétiques pourraient en être responsables. C'est cette observation qui a motivé le modèle de secousses géomagnétiques de Bellanger et al. (2001) que nous évoquons plus haut. En l'absence d'une bonne compréhension de la nature véritable des secousses géomagnétiques, il est cependant difficile d'en conclure davantage.

La question des irrégularités de la durée du jour a fait l'objet d'un beaucoup plus grand nombre d'études. C'est à Jault et al. (1988) que l'on doit la première vérification quantitative de ce qu'à l'échelle décennale, ces irrégularités sont effectivement imputables à des échanges de moment cinétique entre le noyau liquide et le manteau. À la suite de Taylor (1963), ces derniers ont noté que si dans le noyau, un cylindre de fluide (coaxial de l'axe de rotation de la Terre) pris dans son ensemble subit un couple net axial de la part des différentes forces (gravitationnelles, électromagnétiques, visqueuses, ou de pression), alors les forces de Coriolis (qui dominent ordinairement, comme en atteste l'équation (5) ne sont pas en mesure de compenser ce couple, et le cylindre est nécessairement accéléré en bloc, sur un rythme initié par les variations du couple en question. Deux points sont essentiels; d'une part que les cylindres réagissent en bloc, de sorte que si l'on peut observer la trace de ces mouvements en surface, on peut en déduire le mouvement de l'ensemble des différents cylindres; d'autre part que les constantes de temps incriminées sont celles des fluctuations naturelles des forces agissant dans et sur le noyau, modulées des réactions que peuvent susciter les rotations différentielles des cylindres les uns par rapport aux autres, mais aussi par rapport au manteau. Laissant pour l'instant de côté cet aspect dynamique du problème, nous notons donc, à la suite de Jault et al. (1988), que s'il existe une interaction entre le noyau et le manteau produisant de tels couples axiaux, la réaction naturelle du noyau va être de mettre en mouvement des cylindres, qui vont porter le moment

cinétique axial échangé avec le manteau, lequel va donc être accéléré (ou décéléré), provoquant la variation de la durée du jour.

Puisque l'on est en mesure d'observer les mouvements à la surface du noyau, on peut identifier les "traces" axisymétriques des cylindres accélérés, et donc en déduire, par prolongement, les variations du moment cinétique du noyau, puis celles du moment cinétique du manteau, pour enfin "prédire" la variation du jour, à partir des seules observations magnétiques. Jault et al. (1988) illustraient leur propos avec des observations portant sur une courte période. Par la suite, utilisant le modèle de Bloxham et Jackson (1992), Jackson et al. (1993), Le Mouél et al. (1997), Jackson (1997), ont montré que cette approche rendait bien compte des variations décennales de la durée du jour pour la période 1920-1990 (voir aussi Hulot et Jault, 1995). Une difficulté subsistait pour la période 1840-1920. Récemment, Pais et Hulot (2000) ont cependant montré que cette difficulté pouvait être imputable aux incertitudes avec lesquelles les mouvements à la surface du noyau sont reconstitués à partir des observations magnétiques. Ces résultats sont satisfaisants à double titre. Ils montrent que les variations décennales de la durée du jour sont bien attribuables au noyau. Ils confortent aussi l'interprétation de la variation séculaire du champ comme étant la conséquence de l'advection du champ par les mouvements à la surface du noyau. Mais quels sont exactement les couples qui agissent ?

NATURE DES COUPLAGES MECANIQUES

Le premier couple envisagé dès 1950 par Bullard et al. (1950) puis formalisé en détail par Roberts (1972), est de nature électromagnétique. Il est dû à l'existence de faibles courants électriques dans le manteau inférieur, provenant soit de "fuites" de courants du noyau, soit de l'induction liée à la variation temporelle du champ magnétique principal traversant le manteau. Ces courants circulant en présence du champ principal, il apparaît alors des forces de Laplace dans le manteau, donc un couple mécanique. Bien entendu, un couple opposé apparaît alors sur le noyau. Pour estimer son amplitude, il faut cependant faire face à plusieurs difficultés. Il faut d'abord connaître le profil de conductivité du manteau. Il faut ensuite être capable d'apprécier les différences de potentiels électriques que le noyau impose à la base du manteau et qui sont responsables des "fuites" de courants mentionnées ci-dessus (notons que par contre, la variation temporelle du champ magnétique et les courants induits peuvent être directement estimés via l'observation du champ magnétique à la surface de la Terre, si le profil de conductivité est connu). Pour ce qui concerne la question du profil de conductivité du manteau, le consensus actuel est que la plus grande partie du manteau inférieur, constitué de silicate, est comme nous l'avons déjà signalé, faiblement conducteur. Certains ont cependant avancé que sur une faible épaisseur (quelques centaines de mètres, à quelques kilomètres), la base du manteau pouvait être beaucoup plus conductrice, du fait de la possible infiltration de fer provenant du noyau. La présence d'une telle couche sem-

ble en effet nécessaire pour rendre compte d'observations de nutation (e.g., Buffett, 1992). Il n'est cependant pas si simple de comprendre comment une telle couche aurait pu se constituer à la base du manteau (Poirier et al., 1998). Quant aux différences de potentiels imposées par le noyau à la base du manteau, celles-ci ne peuvent être estimées que si les mouvements à la surface du noyau sont connus. Nous avons vu précédemment comment ces mouvements pouvaient être déterminés. Mais nous avons aussi fait remarquer que pour cela, nous devons faire une hypothèse sur leur nature (en l'occurrence, l'hypothèse TG). Curieusement, comme l'ont fait remarquer Jault et Le Mouél (1991), c'est précisément de l'ambiguïté levée par l'emploi de cette hypothèse TG que dépend l'estimation de ces différences de potentiel. L'estimation de ces dernières est donc elle aussi intimement associée à l'emploi de l'hypothèse TG. Prenant toutes ces considérations en compte, les travaux les plus récents aboutissent néanmoins tous à la conclusion que pour autant que la conductance du manteau inférieur (intégrale de la conductivité sur l'épaisseur de la couche considérée) est au moins de l'ordre de 10^8 , le couplage électromagnétique pourrait effectivement expliquer les variations de la durée du jour (Holme, 1998a,b; Wicht et Jault, 1999), et ce, même si l'on envisage des variations latérales importantes de la conductance à la base du manteau (Holme, 2000; Wicht et Jault, 2000). Notons cependant que cette valeur de semble un peu trop forte pour être compatible avec les contraintes imposées par l'observation des secousses géomagnétiques (Manda Alexandrescu et al., 1999).

Un second couple d'une toute autre nature a été envisagé dès 1969 par Hide, le couple topographique. Ce couple suppose l'existence d'une topographie à la frontière noyau-manteau, sur laquelle les pressions dynamiques associées aux mouvements du fluide du noyau, agissent. Hide (1969) développait des arguments basés sur des analyses dimensionnelles. Depuis de nombreuses études ont permis d'apprécier ce que pouvait être la topographie noyau-manteau, et les champs de pression. Ces développements sont surtout survenus après que Le Mouél (1984) a proposé l'hypothèse TG (5), dont on voit qu'elle permet de déterminer en même temps que l'on détermine les mouvements à partir des données magnétiques. La théorie du calcul de ce couple est développée par Hide (1986), puis en grand détail par Jault et Le Mouél, (1989). Elle a récemment été contestée par Kuang et Bloxham (1997). Mais il apparaît aujourd'hui que ce désaccord était fondé sur une mauvaise lecture des travaux antérieurs (Hide, 1998a; Jault et Le Mouél, 1999). Un aspect remarquable de ce couple topographique est qu'il est potentiellement très efficace, même si la topographie reste d'amplitude modeste (de l'ordre de la centaine de mètres). Il peut à lui seul rendre compte des variations de la durée du jour.

Un troisième couple significatif a été mis en évidence ces dernières années, pour lesquels il est cependant beaucoup plus délicat de faire des estimations quantitatives. Il s'agit du couple gravitationnel, qui fait appel aux forces gravitationnelles non centrales qui agissent entre les hétérogénéités de masse associées à la convection du noyau, et le manteau. Ce couplage est potentiellement aussi efficace

que le couplage topographique (Jault et Le Mouél, 1989; Le Mouél et al., 1997). Un cas un peu particulier de couplage gravitationnel a enfin été récemment étudié par Buffett (1996, 1998), qui fait appel au couple gravitationnel pouvant agir entre la graine solide et le manteau, tous deux non exactement sphériques. Le mécanisme invoqué pour expliquer les variations de la durée du jour est alors en deux étapes : le noyau fluide couplé électromagnétiquement à la graine (conductrice), tendrait à faire tourner cette dernière, qui résisterait à ce couple grâce au couple gravitationnel qu'elle exercerait à son tour sur le manteau, permettant ainsi des échanges de moment cinétique entre le noyau fluide et la graine.

Signalons enfin que d'autres couples ont également été envisagés, puis écartés, car beaucoup trop faibles. C'est le cas du couple visqueux (trop faible, car la viscosité du noyau est très faible), mais aussi des couples magnétostatique (lié à la présence de matière aimantée dans la croûte) et électrostatique (dû à la présence de charges électriques), tous deux également trop faibles (Hide, 1998b). On le voit donc, de nombreux couples peuvent potentiellement rendre compte des variations de la durée du jour et du mouvement du pôle de rotation à l'échelle décennale. Une conclusion importante semble toutefois se dégager. À savoir, que les couples topographiques et gravitationnels pourraient donner lieu à des variations de la durée du jour beaucoup plus importantes que celles que l'on observe (Jault et Le Mouél, 1989), alors qu'ils semblent avoir tout juste l'amplitude nécessaire pour expliquer les variations du pôle (Hulot et al., 1996). Ce contraste très intéressant peut être justifié par le fait que le système noyau-manteau est en rotation rapide, ce qui le conduit à réagir de manières très différentes face à des couples axiaux (responsables des variations de la durée du jour) ou à des couples équatoriaux (responsables des mouvements du pôle). La réaction que nous évoquons plus haut faisant apparaître une accélération "en cylindres" du fluide du noyau, est en effet spécifique du couplage axial. Le couplage équatorial ne fait pas apparaître de réaction semblable, les couples pouvant être compensés par les forces de Coriolis dans le noyau (Le Mouél et al., 1997). Ceci permet donc d'envisager que les couples topographiques et gravitationnels sont effectivement de l'amplitude estimée ci-dessus, que ces derniers agissent pleinement dans le cas équatorial, alors que par la réaction en cylindres qu'ils suscitent, ils pourraient être dynamiquement maintenus à une faible valeur dans le cas axial, ainsi que l'ont initialement proposé Jault et Le Mouél (1989, 1990). Ceci nous amène alors tout naturellement à maintenant évoquer la question de la dynamique plus générale de ces "cylindres" de fluide dans le noyau, dont la réponse dynamique à toute sollicitation constitue les "oscillations de torsions".

OSCILLATIONS DE TORSION

Lorsque dans le noyau, un cylindre de fluide subit un couple axial net dû aux forces qui agissent sur lui, il est accéléré. C'est ce que nous avons vu. Alors aussi, un déplacement différentiel apparaît par rapport au manteau d'une

part, par rapport aux cylindres voisins d'autre part. Ces déplacements différentiels vont modifier les forces qui agissent sur les cylindres, ou en faire apparaître d'autres. Certaines de ces forces vont alors provoquer un couple axial de rappel, d'autant plus important que la rotation différentielle est importante. Le cylindre ne sera donc pas perpétuellement accéléré et il va se mettre à osciller, c'est là le principe des "oscillations de torsions" qui peuvent apparaître dans le noyau.

C'est à Braginsky (1970) que l'on doit la première théorie de ces oscillations. Ce dernier faisait remarquer que le principal couple de rappel que subirait un cylindre mis en rotation différentielle dans le noyau, est celui dû au cisaillement (ou à la "torsion", d'où le terme d'oscillation de torsion) des lignes de champ magnétique entre deux cylindres voisins, donnant lieu à l'apparition d'un couple électromagnétique de rappel entre ces cylindres. L'intensité de ce couple de rappel est d'autant plus importante que le champ magnétique qui règne à l'intérieur du noyau et dont les lignes de champ sont cisailées par les oscillations est, lui-même, important. La fréquence d'oscillation des cylindres en est alors d'autant plus élevée. On peut montrer (cf. Gubbins et Roberts, 1987) que la période associée à cette oscillation est de l'ordre de $T_{or} \approx c \sqrt{\mu_0} / B_s$, où c est le rayon du noyau, et B_s est un ordre de grandeur du champ (radial en coordonnées cylindriques) dont les lignes sont cisailées. Braginsky (1970) notait alors que T_{or} pouvait facilement être décennale pour des valeurs de B_s d'environ 500 μT , c'est-à-dire de l'ordre de grandeur du champ observé à la surface du noyau. On peut donc s'attendre à trouver des oscillations de torsions de fréquences décennales dans le noyau.

Le développement des techniques de cartographie des mouvements à la surface du noyau, a récemment permis de progresser sur cette question. Car tout comme la réaction en cylindres du noyau à un couplage noyau-manteau axial, les oscillations de torsions vont se manifester sous la forme de mouvements axisymétriques à la surface du noyau que les hypothèses FG et TG (légitimes aussi dans ce contexte) doivent permettre de détecter, même si, *a priori*, ces mouvements peuvent être de plus petite échelle spatiale. Les mouvements calculés à partir de modèle de Bloxham et Jackson (1992) révèlent effectivement de telles oscillations de manière robuste (Pais et Hulot, 2000). Zatman et Bloxham (1997, 1998, 1999) en ont entamé l'étude plus approfondie, pour notamment tenter d'en déduire davantage d'information sur la nature du champ magnétique qui règne au cœur du noyau.

Naturellement, et le lecteur attentif n'aura pas manqué de le noter, l'étude des oscillations de torsions ne peut cependant pas être menée de manière indépendante de celle du couplage axial entre le noyau et le manteau. Les deux impliquent des mouvements en cylindres, et les deux agissent sur des constantes de temps décennales. La chose n'avait pas échappé à Braginsky (1970) qui voyait précisément dans les oscillations de torsions la cause de la variation de la durée du jour via un couplage électromagnétique entre le noyau agité d'oscillations de torsions et le manteau. Mais nous avons vu plus haut que les couples topographique et gravitationnel agissant entre le noyau et

le manteau avaient toutes les chances d'être plus importants que les couples électromagnétiques. Or ces couples, qui agissent collectivement sur le manteau, agissent aussi individuellement sur chaque cylindre à l'intérieur du noyau. Ils sont donc susceptibles de faire apparaître un couple s'opposant à une rotation différentielle entre un cylindre individuel et le manteau, donc de jouer un rôle important dans les oscillations de torsions. Ce problème a été étudié en partie par Anufriev et Braginsky (1977), puis repris en détail par Jault et Le Mouél (1993), Jault et al. (1996) et Jault (2003). Cette question est importante, car comme l'ont montré Jault et Le Mouél (1990), ce type de couplage peut effectivement impliquer de nouveaux des constantes de temps décennales.

Il est donc clair qu'à l'avenir, l'interprétation des variations décennales du champ principal, des mouvements à la surface du noyau, des secousses géomagnétiques, des couplages noyau-manteau et des oscillations de torsion devra passer par une théorie couplante de manière cohérente l'ensemble de ces phénomènes.

ASYMETRIE HEMISPHERIQUE DU CHAMP CONTEMPORAIN

Venons-en maintenant aux résultats que les données satellitaires nous ont permis d'obtenir ces dernières années, en commençant par ceux qui concernent le champ magnétique principal. Outre ceux, dérivés de longue date à partir des données MAGSAT (cf. Langel et Hinze, 1998), seuls quelques modèles de champ principal dérivés des données satellitaires récentes sont pour l'instant disponibles. Il s'agit de modèles obtenus à partir des données d'Ørsted pour les besoins de la construction du modèle IGRF 2000 (Olsen et al., 2000a), dont une version améliorée (développement jusqu'au degré 14) a été publiée sous le titre d'OIFM (Ørsted Initial Field Model, Olsen et al., 2000b), puis, plus récemment, pour des besoins d'interprétation scientifique (Olsen, 2002; Langlais et al., 2003).

La comparaison des modèles de champ principal ainsi obtenus pour les deux époques 1980 et 2000 est particulièrement instructive. Cette comparaison permet, pour la première fois, de voir de quelle manière l'ensemble du champ principal accessible à l'observation (jusqu'au degré 13, rappelons que les degrés plus élevés sont dominés par le champ crustal) a pu évoluer en vingt ans. Hulot et al. (2002) ont mené cette étude à partir des modèles de Langlais et al. (2003) spécifiquement construits pour permettre une telle comparaison (le même type d'approche de modélisation ayant été utilisé pour les deux époques). Le premier résultat qu'il s'en dégage est que, conformément à ce qu'on pouvait envisager sur la base de l'étude statistique de Hulot et Le Mouél (1994), le champ varie d'autant plus vite que les échelles considérées sont petites. À l'échelle du degré 13, la variation observée en 20 ans représente ainsi plus de 50 % de la valeur initiale de 1980 ! Cette variation importante des petites échelles est d'ailleurs directement visible sur la carte de la variation du champ radial à la surface du noyau (Figure n° 12a), dont l'amplitude varie de $-340 \mu\text{T}$ à $+333 \mu\text{T}$, (à compa-

rer à l'amplitude du champ radial lui-même, de l'ordre de $\pm 1000 \mu\text{T}$, Figure n° 8b).

Un second résultat apparaît nettement sur la Figure n° 12a, sur laquelle on constate que l'essentiel des changements intervenus est concentré d'une part aux hautes latitudes (notamment au Nord), d'autre part dans un hémisphère centré sous l'Afrique et l'Atlantique (Hémisphère Atlantique). Par contre, très peu de variations sont observées sous le Pacifique (Hémisphère Pacifique). Ce contraste était moins frappant, mais déjà visible dans les modèles historiques moins bien résolus de Bloxham et Jackson (1992) et Jackson et al. (2000).

Une asymétrie semblable est par ailleurs visible dans le champ lui-même (Figure n° 8b). C'est en effet dans l'hémisphère Atlantique qu'à la surface du noyau, le champ principal est le plus affaibli et même en partie de polarité inversée (sous l'Atlantique Sud). À l'inverse, c'est dans l'hémisphère Pacifique, à assez hautes latitudes, que l'on trouve les valeurs les plus intenses du champ. Comme nous l'avons vu à propos des quatre siècles d'histoire du champ révélés par les modèles historiques, cet hémisphère Pacifique correspond à une région où le champ a été plutôt stable au cours des siècles passés, alors que l'hémisphère Atlantique a vu le champ s'affaiblir pour faire apparaître cette région de polarité inversée.

Il est alors intéressant de calculer les mouvements à la surface du noyau qui permettraient de rendre compte de la variation constatée entre 1980 et 2000. L'exercice a également été mené par Hulot et al. (2002). La Figure n° 12b est une carte de ce mouvement dont on a d'abord soustrait la composante axisymétrique sur laquelle nous reviendrons plus loin. Le code de couleur employé permet de faire ressortir le sens de giration des vortex qui apparaissent nettement. Dans l'hémisphère Nord, ce sens est prograde (dans le même sens de rotation que la Terre) lorsque la couleur est rouge, rétrograde lorsque celle-ci est bleue. Pour des raisons techniques, la correspondance est inversée dans l'hémisphère Sud. On voit alors de nouveau apparaître une asymétrie entre l'hémisphère Atlantique dans lequel une série de vortex rétrogrades est visible, et l'hémisphère Pacifique, où dominent de plus faibles vortex progrades.

À ce stade, il est important de souligner deux points. D'abord que contrairement aux cartes précédentes, qui reflètent sans conteste le champ magnétique principal et sa variation sur 20 ans à la surface du noyau (aux erreurs faibles de modélisations près, et jusqu'au degré 13 seulement), ces mouvements ne constituent qu'une interprétation en termes d'advection de ces variations. D'autre part, que ces mouvements ne peuvent être envisagés que comme une sorte de moyenne des mouvements qui ont agi au cours de ces 20 ans. En particulier, ils ne prennent en compte ni la secousse géomagnétique de 1992, ni les oscillations de torsions qui ont agité le noyau entre 1980 et 2000. À ce titre, cependant, il est intéressant d'envisager que ces mouvements puissent être ceux agissant au long terme et responsables donc du fonctionnement actuel de la dynamo terrestre.

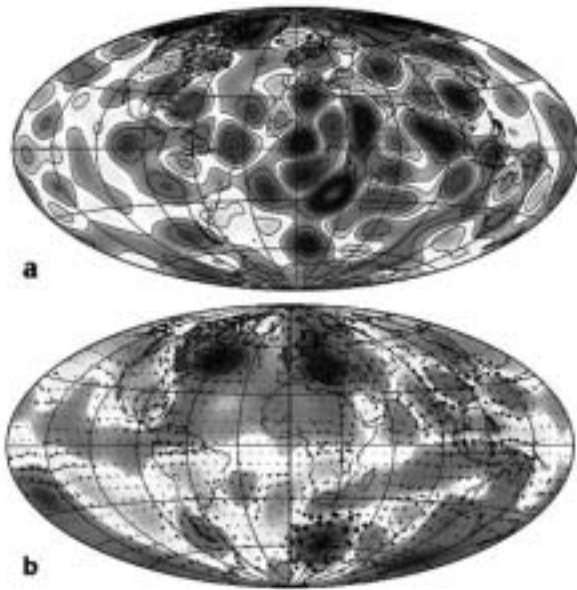


Fig. n° 12. a). Variation de la composante radiale du champ à la surface du noyau entre 1980 et 2000 (de -340 μT , violet, à +333 μT , rouge); b) Composante non-axisymétrique des mouvements rendant compte des variations visibles sur la figure a); (Hulot et al., 2002).

On peut alors tenter de rapprocher les résultats précédents de ceux que l'on peut obtenir à partir des simulations numériques de dynamos fluides. Certes, et nous l'avons souligné plus haut, ces simulations aussi souffrent de limitations. Elles ne reflètent certainement pas encore la réalité de la dynamo terrestre. Mais on peut en étudier le fonctionnement et tenter d'identifier un certain nombre de mécanismes qui pourraient également agir dans le contexte terrestre. À la suite de Hulot et al. (2002), on peut donc remarquer que tout comme dans de nombreuses simulations numériques (voir par exemple Olson et al., 1999), les vortex rétrogrades agissent dans des régions où le champ est affaibli, tandis que les vortex progrades agissent dans les régions où le champ est concentré. Dans ces simulations numériques, ceci s'explique par le fait que les vortex rétrogrades sont associés à un lent mouvement ascendant (d'amplitude moindre que le mouvement du vortex lui-même) qui tend à expulser le champ interne, lequel apparaît alors en surface sous forme d'une contribution de polarité inverse. À l'inverse, les vortex progrades sont associés à un mouvement descendant qui tend à concentrer le champ dans sa polarité normale. Au long terme, les deux phénomènes s'équilibrent pour donner lieu à un champ possédant une résultante dipolaire de polarité normale.

Dans le cas de la Terre, il se pourrait cependant que l'organisation de la dynamo soit momentanément (depuis plusieurs siècles) dissymétrique. Les vortex progrades concentrés dans l'hémisphère Atlantique pourraient alors être tenus pour responsables de l'affaiblissement du champ dans cet hémisphère et de l'apparition de la région de polarité inverse sous l'Atlantique sud. Dans la mesure où l'on peut par ailleurs montrer que l'apparition de cette région est associée à l'affaiblissement actuel de la com-

posante dipolaire du champ, affaiblissement bien plus rapide (en 2000 ans, la composante dipolaire serait amenée à disparaître, Figure n° 2) que celui que l'on pourrait associer à une simple diffusion passive (qui agirait à l'échelle plusieurs dizaines de milliers d'années, cf. Gubbins et Roberts, 1987), Hulot et al. (2002) suggèrent que cette configuration pourrait être du même type que celle adoptée par la dynamo terrestre au moment où celle-ci va vers une inversion du champ magnétique. Ceci ne signifie cependant pas pour autant que la Terre va effectivement vers une inversion. En effet, même s'il est vrai que la dernière inversion remonte à plus de 700.000 ans, le comportement de l'intensité du champ au cours des dernières dizaines de milliers d'années, tel qu'on peut le reconstituer à partir des enregistrements paléomagnétiques sédimentaires, ne présente pas les caractéristiques que l'on rencontre habituellement sur ces échelles de temps avant une inversion (Valet et Meynadier, 1993).

Il ne nous reste alors plus qu'à brièvement mentionner un dernier résultat intéressant. Dans leur mouvement axisymétrique (qui vient en plus du mouvement de la Figure n° 12b), tout comme dans ceux que l'on voit dans les simulations numériques, Hulot et al. (2002) constatent que ce dernier se concentre dans ce qu'il est convenu d'appeler le "cylindre tangent" (cylindre axial enveloppant la graine solide de manière tangentielle et prolongé jusqu'à la surface du noyau), pour constituer un vortex polaire rétrograde à chaque pôle. Ce type de vortex semble aussi visible dans les mouvements que l'on peut calculer avec les modèles historiques (Olson et Aurnou, 1999; Pais et Hulot, 2000). Toutefois, il importe de signaler que ces mouvements sont à la limite de la résolution que les méthodes de calcul de mouvements permettent d'atteindre.

LE CHAMP MAGNETIQUE CRUSTAL

Nous avons eu l'occasion de mentionner l'importance considérable que la mission MAGSAT a joué dans notre compréhension de l'origine du champ magnétique crustal. Ce champ est produit par l'aimantation des roches de la Terre qui contiennent des minéraux ferromagnétiques et peuvent donc être aimantées de manière rémanente ou de manière induite, à condition toutefois que leur température n'excède pas la température de Curie, ce qui cantonne cette aimantation à la croûte et à la partie superficielle de la lithosphère (sur typiquement quelques dizaines de kilomètres). La plupart de ces travaux ont été réalisés avant 1995 et ont été rapportés de manière exhaustive dans Langel et Hinze (1998) auquel nous renvoyons le lecteur pour plus de détails. Quelques travaux ont été publiés plus récemment, avant l'arrivée des nouvelles données fournies par Ørsted et CHAMP. Ces derniers travaux ont surtout porté sur l'interprétation du champ crustal de grande échelle, dont il semble désormais acquis qu'il est principalement d'origine induite (dû à l'aimantation que le champ principal induit dans les roches). Les seules sources de grande échelle possédant une aimantation rémanente semblent être les fonds océaniques aimantés notamment lors du superchron du Crétacé (épisode de près de 40 millions d'années pendant

lequel le champ magnétique est resté de polarité normale, ce qui a permis l'aimantation thermorémanente cohérente d'une large fraction des fonds océaniques, lors de leur mise en place) et peut-être quelques sources continentales, comme celle responsable de la célèbre anomalie de Bangui, en Afrique centrale. Bien entendu, il est certain que des sources rémanentes existent à plus petite échelle. Mais l'histoire complexe des continents, et la fréquence rapide des inversions, font que cette aimantation est généralement limitée aux plus petites échelles seulement accessibles par des campagnes menées en mer ou au sol (par bateau ou avion).

Sans prétendre être exhaustifs, nous pouvons ainsi d'abord citer les travaux de Cohen et Achache (1994) qui montrent qu'une très grande partie du champ crustal en domaine océanique peut en effet être expliquée par un modèle direct incluant l'aimantation rémanente des fonds océaniques contemporains du superchron du Crétacé, et une aimantation induite modulée par un fort contraste de susceptibilité entre régions continentales et régions océaniques ainsi que par l'épaisseur variable de la lithosphère océanique. Plus récemment, Dymant et Arkani-Hamed (1998) ont en quelque sorte complété cette étude en calculant le signal exact que l'aimantation de l'ensemble des fonds océaniques peut produire à l'altitude du satellite. Cette étude met notamment en évidence le fait que la plupart des cartes de champ crustal construites à partir des données de MAGSAT semblent aveugles aux anomalies fortement Nord-Sud que cette aimantation devrait produire. Comme nous l'avons vu plus haut, c'est en effet là une des difficultés que l'on peut rencontrer lorsque l'on tente d'éliminer le signal du champ magnétosphérique par des méthodes trop rudimentaires en traitant les orbites une à une (cf. MAGSAT et les problèmes de contamination des modèles de champ). Heureusement, les méthodes plus sophistiquées basées sur l'emploi de l'indice Dst, permettent d'éviter cette difficulté dans une large mesure. C'est ce que Purucker et Dymant (2000) ont récemment pu vérifier, en mettant en évidence les anomalies attendues par Dymant et Arkani-Hamed (1998) dans le modèle de champ crustal de Cain et al. (1990) qui avaient employé une telle méthode.

En milieu continental cette fois-ci, Hamoudi et al. (1998) ont montré, de nouveau par une approche directe, que d'autres anomalies pouvaient également s'expliquer par des contrastes de susceptibilités affectant la croûte et la lithosphère, notamment dans les zones présentant une forte activité tectonique en Europe et en Asie du Sud-Est. Ces contrastes peuvent alors s'expliquer en termes de profondeurs variables des isothermes profonds (l'aimantation disparaissant lorsque la température dépasse la température de Curie) et apporter de très intéressantes contraintes sur la dynamique profonde de ces régions complexes.

D'autres auteurs ont abordé le problème par une approche inverse. Ainsi Arkani-Hamed et Dymant (1996) se sont-ils proposés d'interpréter le champ crustal exclusivement en termes de contrastes d'aimantation induite du sous-sol. Ceci leur a permis de construire une carte mondiale de contraste de susceptibilité qui montre de nouveau des corrélations avec de nombreuses structures géolo-

giques. Plus récemment enfin, Purucker et al. (1998) ont abordé le problème de manière plus ambitieuse encore, en développant une méthode leur permettant de partir d'un modèle a priori d'aimantation (du même type que celui de Cohen et Achache 1994, par exemple) et de calculer les modifications requises pour permettre un ajustement au champ magnétique crustal observé.

Venons-en maintenant aux données d'Ørsted. Nous avons vu que Ørsted n'est pas sur une orbite héliosynchrone. C'est un avantage pour l'étude du champ crustal. Cependant Ørsted vole substantiellement plus haut que MAGSAT, et ça, c'est un inconvénient. Il en résulte que Ørsted n'est pas en mesure de détecter le signal des longueurs d'ondes les plus courtes que MAGSAT pouvait envisager de détecter, mais que par contre les longueurs d'ondes que Ørsted peut voir sont vraisemblablement moins contaminées par le signal d'origine externe. Les études du champ crustal menées à partir des données d'Ørsted n'ont donc pas pour ambition d'apporter beaucoup plus d'information que celles que l'on a pu mener par le passé grâce aux données de MAGSAT. Mais elles offrent la première occasion de tester la robustesse des cartes de champ crustal construites à partir des données MAGSAT. Car contrairement au champ principal, le champ crustal est très peu susceptible d'avoir varié en 20 ans. Par définition, en effet, l'aimantation rémanente ne change pas (20 ans de tectonique sont négligeables). Quant à l'aimantation induite, elle ne peut bouger que dans les mêmes proportions que le champ dipolaire (de l'ordre de 1% en 20 ans). Les anomalies vues par MAGSAT et Ørsted doivent donc être les mêmes. C'est ce que les données d'Ørsted ont très rapidement permis de constater, d'abord au-dessus de l'une des anomalies les mieux définies, l'anomalie de Kursk, en Europe de l'Est (Neubert et al., 2001), puis grâce à quatre autres études plus récentes.

Une première étude par Manda et Langlais (2002) a ainsi permis de constater que dans tous les observatoires testés, les anomalies crustales locales (de l'ordre de quelques centaines de nT au sol) vues par MAGSAT en 1980 et Ørsted en 2000, étaient très bien corrélées, les différences observées (de l'ordre de 10 %) étant imputables aux contaminations probables par le champ externe et les courants induits associés. Dans deux autres études, plus régionales cette fois-ci, Kotzé (2002) en Afrique du Sud, et Kim et al. (2002) au-dessus de l'Antarctique, ont ensuite pu confirmer que les anomalies vues par Ørsted étaient bien conformes à celles attendues sur la base des données satellitaires plus anciennes. L'étude de Kim et al. (2002) est particulièrement encourageante, car c'est aux hautes latitudes, comme nous l'avons vu, que les modèles de champ interne sont le plus susceptibles d'être contaminés par le signal d'origine externe.

Une dernière étude, enfin, menée par Purucker et al. (2002a), a permis de comparer le champ magnétique crustal de grande échelle vu par MAGSAT et Ørsted sur l'ensemble du globe. Deux modèles du champ interne, l'un dérivé de MAGSAT pour l'époque 1980, l'autre de Ørsted pour 2000, ont d'abord été calculés. Pour chacun de ces modèles, seuls les coefficients de Gauss de degré 15 à 26 ont ensuite été retenus, pour d'une part éliminer

le champ principal, pour d'autre part ne retenir que les longueurs d'onde incontestablement accessibles à la fois à MAGSAT et Ørsted. Les cartes que l'on peut ensuite reconstruire avec chacun de ces modèles sont remarquablement corrélées. Fort de ce succès, Purucker et al. (2002a) ont ensuite combiné ces cartes pour contraindre le tout dernier modèle publié d'aimantation intégrée de la croûte (Figure n° 13).

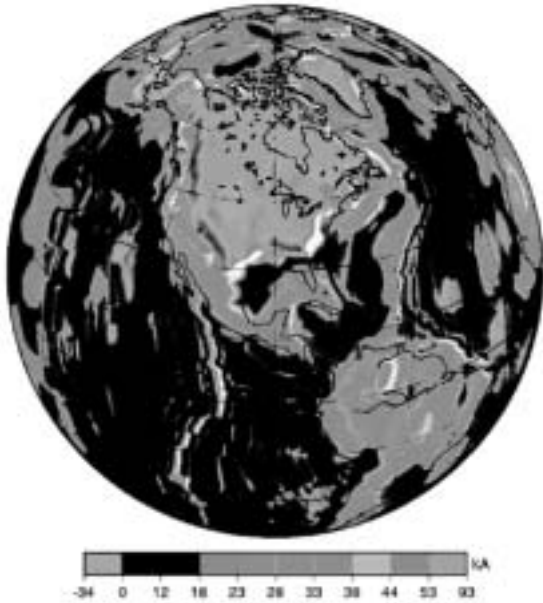


Fig. n° 13. Modèle d'aimantation intégrée de la croûte (Purucker et al., 2002a).

Comme nous l'avons vu, contrairement à Ørsted, CHAMP est sur une orbite basse quasi-circulaire et de très faible inclinaison. CHAMP est donc une mission particulièrement adaptée à l'étude du champ crustal. Elle permet d'achever la couverture spatiale du globe en incluant l'ensemble des régions polaires. À ce jour, seule une étude préliminaire a été menée à son terme, par l'équipe du GFZ en charge de la mission (Maus et al., 2002). Mais la carte mondiale ainsi obtenue est extrêmement encourageante. Elle confirme tout à fait les anomalies que MAGSAT et Ørsted avaient identifiées, en faisant apparaître un excellent contraste, et en offrant une meilleure couverture spatiale. On note en particulier que les anomalies Nord-Sud que Purucker et Dymont (2000) avaient recherchées avec difficulté dans les modèles de MAGSAT sont bien visibles. On note enfin que cette carte confirme l'existence d'une très forte anomalie de grande extension au pôle Nord, que MAGSAT ne laissait que deviner. L'origine de cette nouvelle anomalie intense, et surprenante en plein océan arctique, reste à élucider.

LE FUTUR

Au terme de cet exposé du géomagnétisme interne contemporain, on comprendra sans difficulté la motivation qui anime la communauté pour faire en sorte que l'observation du champ magnétique terrestre soit désormais assu-

rée de manière continue depuis l'espace, au même titre qu'elle l'est aujourd'hui depuis le sol, dans les observatoires. Les modèles historiques se sont montrés précieux, mais manquent de résolution spatiale. Les modèles calculés à partir de MAGSAT et Ørsted, sont bien meilleurs, mais ne donnent que deux descriptions instantanées du champ magnétique, à 20 ans d'intervalle. Un tel pas de temps ne permet pas de suivre l'évolution de la dynamique décennale du noyau (ondes de torsions, couplage noyau-manteau), et rend impossible l'étude des secousses géomagnétiques. Heureusement, l'ensemble des missions prévues dans le cadre de l'"International Decade of Geopotential Research" devrait permettre de remédier à cela.

Déjà, utilisant deux ans et demi de données et des techniques de modélisation standard, Olsen (2002) a récemment pu construire le premier modèle de variation séculaire de degré élevé à partir des données d'Ørsted (jusqu'au degré 11, le modèle semble robuste). Dans ce cas, cependant, la variation séculaire est une moyenne sur les 2,5 ans. C'est la résolution temporelle que les méthodes actuelles de modélisation du champ interne permettent d'atteindre. On aimerait faire mieux et pouvoir modéliser la variation séculaire avec un an, ou moins de données, tout en conservant la même résolution spatiale. Pour cela, il faut adopter une stratégie de modélisation réduisant davantage les effets de contamination des modèles de champ interne par le signal dû aux sources externes. Nous avons rappelé plus haut à propos de MAGSAT, les différentes techniques mises en œuvre jusqu'à maintenant pour minimiser l'impact de ces signaux dans les modèles. Mais ces techniques sont rudimentaires et il apparaît de plus en plus nettement qu'il faut désormais tenter de modéliser simultanément le signal des différentes sources du champ magnétique vu par les satellites, en tirant parti des particularités spatio-temporelles de chacune d'entre elles. C'est ce qu'ont commencé à faire Sabaka et Baldwin (1993), Langel et al. (1996) et plus récemment Sabaka et al. (2002), sans toutefois pour l'instant prendre en compte les données d'Ørsted et CHAMP. Illustrons rapidement notre propos.

Considérons de nouveau le champ magnétosphérique et le champ dû aux courants qu'il induit dans le sous-sol. Ces champs varient vite et de manière erratique. Mais nous avons déjà vu que la géométrie relativement simple du champ magnétosphérique fait que sa variabilité temporelle peut être raisonnablement estimée par l'indice Dst mesuré dans les observatoires. Ceci permet de le paramétrer grâce à des coefficients de Gauss (interne et externe) pour sa dépendance spatiale, et grâce à cet indice Dst pour sa dépendance temporelle (Langel et Estes, 1985a,b). Cette approche peut être raffinée pour tenir compte de modulations diurnes et saisonnières dont, par construction, l'indice Dst ne peut rendre compte (Sabaka et al., 2002).

Considérons ensuite le champ ionosphérique Sq. Si l'on dispose de satellites évoluant à des heures locales variables et permettant donc d'avoir facilement accès à des données de nuit on peut en réduire l'effet par simple sélection des données, selon la technique classique. Mais il devrait aussi être possible de modéliser le champ Sq, en tirant avantage de ce que les sources de ce champ sont au-

dessous du satellite, alors qu'elles sont au-dessus des observatoires. En exploitant les données d'observatoires en même temps que les données de satellite, on peut donc encadrer les sources ionosphériques, et calculer les coefficients de Gauss de ce champ Sq. Cette démarche doit cependant prendre en compte la même double difficulté rencontrée à propos du champ magnétosphérique. Comme ce dernier, le champ Sq varie significativement pendant que le satellite se déplace sur son orbite. Comme ce dernier aussi, il induit des courants dans le sous-sol. Mais ces champs sont stationnaires en heure locale. On peut donc en imposer a priori la périodicité diurne (comme on impose la variation temporelle magnétosphérique grâce à l'indice Dst), et n'avoir plus qu'à en rechercher la morphologie (Langel et al., 1996), si du moins, les données dont on dispose ne sont pas acquises à heure locale fixe, ce qui était la difficulté rencontrée avec MAGSAT. Là encore, on peut en outre raffiner la modélisation pour tenir compte de modulations saisonnières (Sabaka et al., 2002). Cette approche demande cependant une description spatiale assez fine pour bien rendre compte de l'électrojet équatorial, dont le signal au voisinage immédiat de l'équateur est important à l'altitude des satellites (comme l'ont encore récemment constaté Jadhav et al. (2002a,b) dans les données d'Ørsted), alors qu'il n'est pas bien détecté par le réseau trop lâche des observatoires (Figure n° 1). Une solution pourrait être d'entretenir davantage de stations au sol, du type de celles déployées récemment pour justement étudier le signal de l'électrojet équatorial depuis le sol (e.g., Cohen, 1998 ; Vassal et al., 1998 ; Doumouya et al., 1998).

Considérons enfin les courants alignés et des électrojets auroraux. La stratégie la plus standard pour en limiter l'impact consiste à ne retenir que les données d'intensité aux hautes latitudes, par temps magnétiquement calme. Cette stratégie élimine le signal des courants alignés, mais n'élimine pas celui des électrojets auroraux alimentés par ces courants alignés. Des travaux récents ont cependant permis de caractériser le signal produit par ces différentes sources dans les données de MAGSAT (Olsen 1996, 1997), et d'Ørsted (Neubert et al., 2001 ; Stauning, 2002 ; Papitashvili et al., 2002) et de proposer des procédés de modélisation que Sabaka et al. (2002) ont commencé à mettre en œuvre.

Toutes les considérations précédentes portent sur la possibilité d'exploiter les contraintes spatio-temporelles propres aux sources externes. Mais on peut aussi exploiter les propriétés connues, ou attendues, du champ magnétique interne. Comme nous l'avons vu, le champ crustal n'a a priori aucune raison de varier au cours du temps, ce que les données comparées de MAGSAT et Ørsted ont d'ailleurs permis de vérifier, aux erreurs de modélisation près. Le champ principal, et sa variation séculaire ne contribuant pas de manière significative (c'est-à-dire de manière détectable par un satellite) au champ interne de degré supérieur à typiquement 15, il suffit de ne pas laisser la possibilité à ces coefficients de Gauss de varier en temps sur la période couverte par l'ensemble des données. Cette période pourrait s'étaler sur plus d'une dizaine d'années dans le futur, et même incorporer rétrospec-

tivement les données de MAGSAT, ce qui permettrait de construire un modèle de champ crustal extrêmement bien contraint. De même, on pourrait aussi envisager d'exiger du champ principal que son évolution (et donc la variation séculaire) satisfasse les contraintes liées aux hypothèses du flux gelé (FG) et tangentiellement géostrophique (TG) (dont nous avons vu qu'elles ont été récemment recensées, Chulliat et Hulot, 2001 ; Chulliat, 2003), si des tests plus approfondis devaient confirmer le bien fondé de ces hypothèses.

Il n'est pas déraisonnable de penser qu'à terme, l'utilisation de l'ensemble de ces techniques puisse permettre la construction d'un modèle de champ interne décrivant très précisément le champ crustal (jusqu'à une échelle spatiale de quelques centaines de kilomètres, limite imposée par l'altitude des satellites), et possédant une résolution temporelle de l'ordre de l'année, pour ce qui concerne le champ principal (jusqu'au degré 14). Dans le même temps, on obtiendrait également une bonne description des autres champs auxquels les satellites sont sensibles : magnétosphérique et ionosphérique (incluant les électrojets équatorial et auroraux), ainsi que ceux dus aux courants induits dans le sous-sol. Ceci permettrait alors aussi de mieux contraindre le profil de conductivité du sous-sol, et même de mettre en évidence les hétérogénéités latérales de cette conductivité, offrant ainsi de nouvelles perspectives à la "tomographie électromagnétique" globale (Olsen, 1999 ; rappelons aussi les résultats récents de Tarits et Gramatica, 2000 ; Gramatica et Tarits, 2002). Enfin, ces progrès pourraient aussi permettre d'identifier des signaux plus faibles, comme celui, dont nous n'avons pas encore parlé, dû aux courants induits dans les océans par la circulation océanique. En effet, l'eau salée des océans étant assez bonne conductrice d'électricité, le déplacement des masses d'eau océaniques engendre des courants électriques par induction dans le champ principal (de la même manière que des courants apparaissent dans l'ionosphère). Ces courants engendrent un faible champ magnétique auquel les satellites sont en principe sensibles (Tyler et al., 1997). Le signal le plus important produit de cette manière est celui des marées océaniques (marées gravitationnelles, et non plus thermiques lesquelles ne dominent que dans l'ionosphère). Par chance ce signal comporte une forte périodicité à environ 12 h (composante M2) ce qui permet de le distinguer nettement du signal diurne Sq. Dans une analyse toute récente des données de CHAMP, Tyler et al. (2003) ont ainsi pu identifier pour la première fois ce signal dont l'amplitude est au plus de 2 nT à l'altitude du satellite. L'observation continue du champ magnétique depuis l'espace, pourrait donc aussi fournir des informations sur les courants océaniques.

Pour conclure, venons-en alors aux progrès envisagés en matière d'observations du champ magnétique terrestre. L'emphase qui a été mise sur l'intérêt considérable que présente l'observation du champ depuis l'espace, ne doit pas cacher la nécessité qu'il y a à maintenir un réseau d'observatoires au sol. En dernier lieu, c'est dans les observatoires que la résolution temporelle de l'évolution du champ est la meilleure. Mais aussi et surtout, comme on aura pu le constater, ces observatoires jouent un rôle

essentiel dans les méthodes employées pour identifier et modéliser les signaux d'origine ionosphérique et magnétosphérique présents dans les données spatiales. Ne pas maintenir l'observation continue du champ dans les observatoires, réduirait donc considérablement l'intérêt de disposer de l'observation continue du champ magnétique depuis l'espace. Bien au contraire, faire un effort pour compléter le réseau des observatoires s'avérerait très utile. Nous avons évoqué à plusieurs reprises l'utilité qu'il y aurait à disposer de plus d'observatoires à proximité de l'équateur magnétique. Mais aussi, et comme le fait clairement apparaître la Figure n° 1, le réseau pêche par la quasi-absence de tout observatoire en régions océaniques. C'est dommageable (voir e.g., Alexandrescu et al., 1994). C'est pourquoi des efforts importants sont faits aujourd'hui pour tenter de développer des observatoires automatiques qui pourraient être placés en fond de mer (Tarits et Manda, 2001). Ces stations seraient en outre particulièrement utiles pour permettre l'identification du signal magnétique dû aux courants océaniques dont il était question au paragraphe précédent.

Qu'en est-il alors des missions futures, appelées à prendre le relais d'Ørsted et CHAMP ? Il s'agit d'abord de la mission Ampère, actuellement en phase A au CNES. Cette mission a pour principale vocation de maintenir la continuité de l'observation depuis l'espace. Ce satellite sera très comparable à Ørsted, et embarquera le même type d'instrumentation, à quelques détails près. Le magnétomètre absolu pourrait ainsi être celui développé récemment par le LETI/CEA. Il s'agit d'un magnétomètre à pompage optique de l'hélium 4, omnidirectionnel, dont une version vectorielle est en cours de développement (Gravrand, 2000). Afin d'assurer une redondance utile, un magnétomètre vectoriel de même type que sur Ørsted (et CHAMP) serait néanmoins aussi utilisé. Comme sur CHAMP enfin, un système de deux caméras stellaires serait également employé, pour minimiser les problèmes liés à l'erreur anisotrope sur ces caméras. L'orbite serait basse, si possible quasi-circulaire, quasi-polaire, avec une dérive rapide en heure locale (comme sur CHAMP). Idéalement, Ampère devrait assurer le lien entre la fin de la mission CHAMP et le lancement de l'autre mission prévue, SWARM.

Cette seconde mission est beaucoup plus ambitieuse. Elle a été co-proposée par les danois du Danish Space Research Institute (DSRI), les allemands du GFZ, et l'IPGP, et se trouve désormais en phase A à l'ESA (<http://www.dsri.dk/solsys/swarm/>). Elle pourrait être lancée avant la fin de la décennie avec une durée de vie nominale de l'ordre de 5 ans. Il s'agirait d'une "constellation" de quatre satellites de type CHAMP, dont deux se suivraient sur une orbite quasi-circulaire basse (450 km), à 500-1000 km de distance l'un de l'autre, tandis que deux autres seraient placés aux antipodes l'un de l'autre sur une orbite légèrement plus haute (550 km) également circulaire. L'inclinaison serait proche de 90°, mais calculée de telle sorte que les deux orbites explorent toutes les heures locales en une centaine de jours, tout en se s'écartant progressivement l'une de l'autre pour se retrouver dans deux plans perpendiculaires au bout d'un peu plus de deux ans de mission. Cette configuration permettrait à deux satellites de

se succéder à une ou deux minutes d'intervalle sur l'orbite basse, et d'avoir parfois trois satellites proches pour toutes latitudes et longitudes, plus souvent aux latitudes aurorales, tout en ayant alors un satellite aux antipodes. Cette circonstance permettrait d'explorer la dynamique des courants en zones aurorales, en particulier, avec la possibilité de mener des études aux points conjugués (de part et d'autre d'une ligne de champ). Aux autres latitudes, quand les rendez-vous à trois (particulièrement utiles en zone équatoriale) seraient amenés à ne plus se produire du fait de la dérive relative des deux orbites, les satellites seraient néanmoins à des heures locales différentes, ce qui présenterait également des avantages pour identifier le champ ionosphérique. Notons enfin, que le fait de disposer de quatre satellites permettrait d'acquérir une couverture géographique globale beaucoup plus rapidement. L'ensemble de ce dispositif permettrait alors de mieux caractériser les différentes sources. Tirant parti des circonstances actuelles qui font que Ørsted, CHAMP et SAC-C (malgré ses déboires, pour ce qui concerne la magnétométrie) sont simultanément en vol et se retrouvent parfois dans des configurations proches de celles envisagées pour SWARM, la communauté travaille activement à démontrer par l'exemple l'intérêt d'une telle mission (cf. Purucker et al., 2002b ; <http://www.dsri.dk/multiMAGSATellites/>).

BIBLIOGRAPHIE

Achache, J., J.-L. Le Mouél, and V. Courtillot, *Long-period geomagnetic variations and mantle conductivity: an inversion using Bailey's method*, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 65, pp. 579-601, 1981.

Alexandrescu, M., C. Ha Duyen, and J.-L. Le Mouél, *Geographical distribution of magnetic observatories and field modelling*, *J. Geomag. Geoelectr.*, 46, pp. 891-901, 1994.

Alexandrescu, M., D. Gibert, G. Hulot, J.-L. Le Mouél, and G. Saracco, *Detection of geomagnetic jerks using wavelet analysis*, *J. Geophys. Res.*, 100, pp. 12557-12572, 1995.

Alexandrescu, M., V. Courtillot, and J.-L. Le Mouél, *Geomagnetic field direction in Paris since the mid-XVIth century*, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 98, pp. 321-360, 1996a.

Alexandrescu, M., D. Gibert, G. Hulot, J.-L. Le Mouél, G. Saracco, *Worldwide wavelet analysis of geomagnetic jerks*, *J. Geophys. Res.*, vol. 101, no. B10, pp. 21975-21994, 1996b.

Alexandrescu, M., V. Courtillot, and J.-L. Le Mouél, *High-resolution secular variation of the geomagnetic field in Western Europe over the last four centuries: comparison and integration of historical data from Paris and London*, *J. Geophys. Res.*, 1997.

Allredge, L. R., G. D. Vanvoorhis, and T. M. Davis, *A magnetic profile around the world*, *J. Geophys. Res.*, 68, pp. 3679-3692, 1963.

Anufriyev, A. P., and S. I. Braginsky, *Effects of irregularities of the boundary of the Earth's core on the speed of the fluid and on the magnetic field, III*, *Geomag. Aeron.*, 17, pp. 492-496, 1977.

Arkani-Hamed, J., and J. Dymant, *Magnetic potential and*

- magnetization contrasts of Earth's lithosphere, *J. Geophys. Res.*, 101, pp. 11401-25, 1996.
- Backus, G. E., Kinematics of geomagnetic secular variation in a perfectly conducting core, *Philos. Trans. R. Soc. London*, A263, pp. 239-266, 1968.
- Backus, G. E., Non-uniqueness of the external geomagnetic field determined by surface intensity measurements, *J. Geophys. Res.*, 75, pp. 6337-6341, 1970.
- Backus, G. E., and J.-L. Le Mouél, The region on the core-mantle boundary where a geostrophic velocity field can be determined from frozen-flux magnetic data, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 85, pp. 617-628, 1986.
- Bellanger, E., *Sur l'étude nouvelle de séries géophysiques et interprétation*, Thèse de doctorat, Institut de Physique du Globe de Paris, 2002.
- Bellanger, E., J.-L. Le Mouél, M. Manda, and S. Labrosse, Chandler wobble and geomagnetic jerks, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 124, pp. 95-103, 2001.
- Bitterly, J., M. Manda Alexandrescu, J.-J. Schott, J. Vassal, Contribution de la France à l'observation du champ magnétique terrestre, *Rapport quadriennal 1995-1998*, Comité Français de Géodésie et Géophysique, 1999.
- Bloxham, J., and A. Jackson, Time-dependent mapping of the magnetic field at the core-mantle boundary, *J. Geophys. Res.*, 97, pp. 19537-19563, 1992.
- Bloxham, J., S. Zatman, M. Dumberry, The origin of geomagnetic jerks, *Nature*, 420, pp. 65-68, 2002.
- Braginsky, S. I., Torsional magnetohydrodynamic vibrations in the Earth's core and variations in day length, *Geomag. Aeron.*, 10, pp. 1-8, 1970.
- Buffett, B. A., Constraints on magnetic energy and mantle conductivity from the forced nutations of the Earth, *J. Geophys. Res.*, 97, pp. 19581-19597, 1992.
- Buffett, B. A., A mechanism for decade fluctuations in the length of the day, *Geophys. Res. Lett.*, 23, pp. 3803-3806, 1996.
- Buffett, B. A., Free oscillations in the length of day: inferences on physical properties near the core-mantle boundary, in: M. Gurnis, M. E. Wysession, E. Knittle, and Buffett B. A., eds., *The Core-Mantle Boundary region*, vol. 28, *Geodynamics Series*, pp. 153-165, AGU, 1998.
- Bullard, E. C., C. Freedman, H. Gellman, and J. Nixon, The westward drift of the Earth's magnetic field, *Philos. Trans. R. Soc. London*, A243, pp. 67-92, 1950.
- Cain, J. C., and R. A. Langel, *The Geomagnetic Survey by the Polar-Orbiting Geophysical Observatories OGO 2 and OGO 4 1965-1967*, Goddard Space Flight Center, Report X-612-68-502, Greenbelt, Maryland, 1968.
- Cain, J. C., S. J. Hendricks, R. A. Langel, and W. V. Hudson, A proposed model for the International Geomagnetic Reference Field - 1965, *J. Geomag. Geoelectr.*, 19, pp. 335-355, 1967.
- Cain, J. C., W. M. Davis, and R. D. Regan, An N=22 model of the geomagnetic field, *EOS, Trans. A.G.U.*, 55, pp. 1108, 1974.
- Cain, J. C., B. Holter, and D. Sandee, Numerical experiments in geomagnetic modeling, *J. Geomag. Geoelectr.*, 42, pp. 973-987, 1990.
- Campbell, W. H., *Introduction to Geomagnetic Fields*, Cambridge University Press, 1997.
- Celaya, M. A., J. M. Wahr, and F. O. Brian, Climate-driven polar motion, *J. Geophys. Res.*, vol. 104, no B6, pp. 12813-29, 1999.
- Christensen, U. R., J. Aubert, P. Cardin, E. Dormy, S. Gibbons, G. A. Glatzmaier, E. Grote, Y. Honkura, C. Jones, M. Kono, M. Matsushima, A. Sakuraba, F. Takahashi, A. Tilgner, J. Wicht, and K. Zhang, A numerical dynamo benchmark, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 128-1-4, pp. 25-34, 2001.
- Chulliat, A., Geomagnetic secular variation generated by a tangentially geostrophic flow under the frozen-flux assumption - II. Sufficient conditions, *Geophys. J. Int.*, submitted, 2003.
- Chulliat, A., and G. Hulot, Local Computation of the geostrophic pressure at the top of the core, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 117, pp. 309-328, 2000.
- Chulliat, A., and G. Hulot, Geomagnetic secular variation generated by a tangentially geostrophic flow under the frozen-flux assumption - I. Necessary conditions, *Geophys. J. Int.*, 147, pp. 237-246, 2001.
- Cohen, Y., French Participation in the Equatorial Electrojet Year, Introduction to the Special Issue of *Annales Geophysicae*, 16, pp. 657, 1998.
- Cohen, Y., and J. Achache, New global vector anomaly maps derived from MAGSAT data, *J. Geophys. Res.*, 95, pp. 10783-10800, 1990.
- Cohen, Y., and J. Achache, Contribution of induced and remanent magnetization to long-wavelength oceanic magnetic anomalies, *J. Geophys. Res.*, 99, pp. 2943-2954, 1994.
- Cohen, Y., M. Alexandrescu, G. Hulot, J.-L. Le Mouél, Candidate models for 1995 revision of IGRF, a worldwide evaluation based on observatory monthly means, *J. Geomag. Geoelectr.*, 49, pp. 249-290, 1997.
- Courtilot, V., J. Ducruix, and J.-L. Le Mouél, Sur une accélération récente de la variation séculaire du champ magnétique terrestre, *C.R. Acad. Sci. Paris D287*, pp. 1095-1098, 1978.
- Dolginov, S. Sh., L. N. Zhuzgov, N. V. Pushkov, L. O. Tyurmina, and I. V. Fryazinov, Some results of measurements of the constant geomagnetic field above the USSR from the third artificial Earth satellite, *Geomagnetism and Aeronomy*, 2, pp. 877-889, 1962.
- Dormy, E., P. Cardin, and D. Jault, MHD flow in a slightly differentially rotating spherical shell, with conducting inner core, in a dipolar magnetic field, *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 160, pp. 15-30, 1998.
- Dormy, E., J.-P. Valet, and V. Courtilot, Numerical models of the geodynamo and observational constraints. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems (G-cubed)*, 1, 62, 2000.
- Dormy, E., D. Jault, and A. Soward, A super-rotating shear layer in magnetohydrodynamic spherical Couette flow, *Journal of Fluid Mechanics*, 452, pp. 263-291, 2002.
- Doumouya, V., J. Vassal, Y. Cohen, O. Fambitakoye, and M. Menvielle, The equatorial electrojet at African longitudes: first results from magnetic measurements, *Annales Geophysicae*, 16, pp. 658-676, 1998.
- Dyment, J., and J. Arkani-Hamed, Contribution of lithospheric remanent magnetization to satellite magnetic

- anomalies over the world's oceans, *J. Geophys. Res.*, vol. 103, no. B7, pp. 15423-15441, 1998.
- Gibert, D., M. Holschneider, and J.-L. Le Mouél, Wavelet analysis of the Chandler Wobble, *J. Geophys. Res.*, 103, no B11, pp. 27069-89, 1998.
- Gire, C., and J.-L. Le Mouél, Tangentially geostrophic flow at the core-mantle boundary compatible with the observed geomagnetic secular variation: the large-scale component of the flow, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 59, pp. 259-287, 1990.
- Grammatica, N., and P. Tarits, Contribution at satellite altitude of electromagnetically induced anomalies arising from a three-dimensional heterogeneously conducting earth, using S_q as an inducing source field, *Geophys. J. Int.*, 151, pp. 913-923, 2002.
- Gravrand, O., Conception et réalisation d'un magnétomètre vectoriel à pompage optique de l'hélium 4, Thèse de doctorat, CEA/LETI, Grenoble, 2000.
- Gravrand, O., A. Khokhlov, J.-L. Le Mouél, and J.-M. Leger, On the calibration of a vectorial ^4He pumped magnetometer, *Earth Planets Space*, vol. 53, pp. 949-958, 2001.
- Greff-Lefftz, M., and H. Legros, Core-mantle coupling and polar motion, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 91, pp. 273-283, 1995.
- Gross, R. S., The excitation of the Chandler wobble, *Geophys. Res. Lett.*, 27, pp. 2329-2332, 2000.
- Gubbins, D., and P. H. Roberts, in: Jacobs J. (ed.), *Magnetohydrodynamics of the Earth's core*, *Geomagnetism*, vol. 2, Academic Press, pp. 185-246, 1987.
- Hamoudi, M., Y. Cohen and J. Achache, Can thermal thickness of the continental lithosphere be estimated from MAGSAT data?, *Tectonophysics*, 284, pp. 19-29, 1998.
- Hide, R., Interaction between the Earth's liquid core and solid mantle, *Nature*, 222, pp. 1055-1056, 1969.
- Hide, R., Presidential address: The Earth's differential rotation, *Q. Journal Royal Astr. Soc.*, 278, pp. 3-14, 1986.
- Hide, R., A note on topographic core-mantle coupling, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 109, pp. 91-92, 1998a.
- Hide R., Magnetostatic and electrostatic torques within a planet, *Geophys. J. Int.*, 135, pp. 1150-1152, 1998b.
- Hide, R., D. H. Boggs, J. O. Dickey, D. Dong, R. S. Gross, and A. Jackson, Topographic core-mantle coupling and polar motion on decadal time-scales, *Geophys. J. Int.*, 125, pp. 599-607, 1996.
- Holme, R., Electromagnetic core-mantle coupling I: Explaining decadal changes in the length of day, *Geophys. J. Int.*, 132, pp. 167-180, 1998a.
- Holme, R., Electromagnetic core-mantle coupling II: Probing deep mantle conductance, in: *The Core-Mantle Boundary Region*, Eds. M. Gurnis, M. E. Wysession, E. Knittle, and B. A. Buffett, pp. 139-151, 1998b.
- Holme, R., Electromagnetic core-mantle coupling III: Laterally varying mantle conductance, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 117, pp. 329-344, 2000.
- Holme, R., and J. Bloxham, The treatment of attitude errors in satellite geomagnetic data, *Phys. Earth. Planet. Inter.*, 98, pp. 221-234, 1996.
- Hongre, L., G. Hulot, and A. Khokhlov, An Analysis of the Geomagnetic Field over the Past 2000 Years, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 106, pp. 311-335, 1998.
- Hulot, G., and A. Chulliat, On the possibility of quantifying diffusion and horizontal Lorentz forces at the Earth's core surface, *Phys. Earth Planet. Inter.*, in press, 2003.
- Hulot, G., and D. Jault, Le champ géomagnétique et la convection dans le noyau. Comité national français de géodésie et de géophysique, rapport quadriennal 1991-1994, pp. 191-200, 1995.
- Hulot, G., and J.-L. Le Mouél, A statistical approach to the Earth's main magnetic field, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 82, pp. 167-183, 1994.
- Hulot, G., M. Le Huy, and J.-L. Le Mouél, Secousses (jerks) de la variation séculaire et mouvements dans le noyau terrestre, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 317, série II, pp. 333-341, 1993.
- Hulot, G., M. Le Huy, and J.-L. Le Mouél, Influence of core flows on the decade variations of the polar motion, *Geophys. Astrophys. Fluid Dynamics*, 82, pp. 35-67, 1996.
- Hulot, G., A. Khokhlov, and J.-L. Le Mouél, Uniqueness of mainly dipolar magnetic fields recovered from directional data, *Geophys. J. Int.*, 129, pp. 347-354, 1997.
- Hulot, G., C. Eymin, B. Langlais, M. Mandea, and N. Olsen, Small-Scale structure of the geodynamo inferred from Ørsted and MAGSAT satellite data, *Nature*, 416, pp. 620-623, 2002.
- Hurwitz, L., and D. G. Knapp, Inherent vector discrepancies in geomagnetic field models based on scalar F , *J. Geophys. Res.*, 79, pp. 3009-3013, 1974.
- Iijima, T., and T. A. Potemra, The amplitude distribution of field-aligned currents at northern high latitudes observed by Triad, *J. Geophys. Res.*, 81, pp. 2165, 1976.
- Jackson, A., Time-dependency of tangentially geostrophic core surface motions, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 103, pp. 293-311, 1997.
- Jackson, A., Comment on 'Time evolution of the fluid flow at the top of the core. Geomagnetic jerks' by M. Le Huy, M. Mandea, J.-L. Le Mouél, and A. Pais, *Earth Planets Space*, 52, pp. 649, 2000.
- Jackson, A., J. Bloxham, and D. Gubbins, Time-dependent flow at the core surface and conservation of angular momentum in the coupled core-mantle system (eds.), in: *Le Mouél, J.-L., D. E. Smylie, and T. Herring, "Dynamics of Earth's Deep Interior and Earth Rotation"*, *Geophys. Monogr. Amer. Geophys. Union* 72, IUGG vol. 12, pp. 97-107, 1993.
- Jackson, A., A. R. T. Jonkers, and M. R. Walker, Four centuries of geomagnetic secular variation from historical records, *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 358, pp. 957-990, 2000.
- Jackson, A., A. R. T. Jonkers, M. Mandea, A. Murray, Earth's magnetic field in the early 19th century from French sources, G3, AGU, submitted, 2003.
- Jadhav, G., M. Rajaram, and R. Rajaram, A detailed study of equatorial electrojet phenomenon using Ørsted satellite observations, *J. Geophys. Res.*, 2002a.
- Jadhav, G., M. Rajaram, and R. Rajaram, Main field control of the equatorial electrojet: A preliminary study from the Ørsted data, *J. of Geodynamics*, 33/1-2, pp. 157-

171, 2002b.

Jault, D., *Electromagnetic and Topographic Coupling, and LOD variations*, in: "Earth's core and lower mantle", eds. C. A. Jones, A. M. Soward, K. Zhang (*The Fluid Mechanics of Astrophysics and Geophysics*, series eds. A. Soward and M. Ghil), à paraître, 2003.

Jault, D., and J.-L. Le Mouél, *The topographic torque associated with a tangentially geostrophic motion at the core surface and inferences on the flow inside the core*, *Geophys. Astrophys. Fluid Dyn.*, 48, pp. 273-296, 1989.

Jault, D., and J.-L. Le Mouél, *Core-mantle boundary shape: constraints inferred from the pressure torque acting between the core and mantle*, *Geophys. J. Int.*, 101, pp. 233-241, 1990.

Jault, D., and J.-L. Le Mouél, *Exchange of angular momentum between the core and the mantle*, *J. Geomag. Geoelectr.*, 43, pp. 111-129, 1991.

Jault, D., and J.-L. Le Mouél, *Circulation in the liquid core and coupling with the mantle*, *Adv. Space Res.*, 13, pp. 221-233, 1993.

Jault, D., and J.-L. Le Mouél, *Comment on 'On the dynamics of topographical core-mantle coupling' by W. Kuang and J. Bloxham*, *Phys. Earth. Planet. Inter.*, 114, pp. 211-215, 1999.

Jault, D., C. Gire, and J.-L. Le Mouél, *Westward drift, core motions and exchanges of angular momentum between the core and mantle*, *Nature*, 333, pp. 353-356, 1988.

Jault, D., G. Hulot, and J.-L. Le Mouél, *Mechanical core-mantle coupling and dynamo modeling*, *Phys. Earth. Planet. Inter.*, 98, pp. 187-192, 1996.

Katsura, T., K. Sato, and E. Ito, *Electrical conductivity of silicate perovskite at lower-mantle conditions*, *Nature*, 395, pp. 493-495, 1998.

Khokhlov, A., Hulot G., and J.-L. Le Mouél, *On the Backus effect I*, *Geophys. J. Int.*, 130, pp. 701-703, 1997.

Khokhlov, A., Hulot G., and J.-L. Le Mouél, *On the Backus effect II*, *Geophys. J. Int.*, 137, pp. 816-820, 1999.

Kim, H. R., R. R. B. von Frese, J. W. Kim, P. T. Taylor, T. Neubert, *Ørsted verifies regional magnetic anomalies of the Antarctic lithosphere*, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 29, no. 15, ORS3, 2002.

Kotzé, P. B., *Modelling and analysis of Ørsted total field data over Southern Africa*, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 29, no. 15, ORS5, 2002.

Kuang, W., and J. Bloxham, *On the dynamics of topographical core-mantle coupling*, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 99, pp. 289-294, 1997.

Lambeck, K., *The Earth's Variable Rotation: Geophysical Causes and Consequences*, Cambridge Univ. Press, New York, 1980.

Langel, R. A., *Main field*, in *Geomagnetism*, vol. 1, edited by J. A. Jacobs, pp. 249-512, Academic Press, London, 1987.

Langel, R. A., *International Geomagnetic Reference Field: the sixth generation*, *J. Geomag. Geoelectr.*, 44, pp. 679-707, 1992.

Langel, R. A., and R. H. Estes, *A geomagnetic field spectrum*, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 9, no. 4, pp. 250-253, 1982.

Langel, R. A., and R. H. Estes, *Large-scale, near-field*

magnetic fields from external sources and the corresponding induced internal field, *J. Geophys. Res.*, 90, pp. 2487-2494, 1985a.

Langel, R. A., and R. H. Estes, *The near-Earth magnetic field at 1980 determined from MAGSAT data*, *J. Geophys. Res.*, 90, pp. 2495-2509, 1985b.

Langel, R. A., and W. J. Hinze, *The magnetic field of the Earth's lithosphere, the satellite perspective*, Cambridge University Press, Cambridge, 430 p., 1995, 1998.

Langel, R. A., and R. A. Sweeney, *Asymmetric ring current at twilight local time*, *J. Geophys. Res.*, 76, pp. 4420-4427, 1971.

Langel, R. A., M. Purucker, and M. Rajaram, *The equatorial electrojet and associated currents as seen in MAGSAT data*, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 55, pp. 1233-1269, 1993.

Langel, R. A., T. J. Sabaka, R. T. Baldwin, J. A. Conrad, *The near-Earth magnetic field from magnetospheric and quiet-day ionospheric sources and how it is modeled*, *Phys. Earth Planet Inter.*, 98, pp. 235-267, 1996.

Langlais, B., and M. Manda, *An IGRF candidate main geomagnetic field model for epoch 2000 and a secular variation model for 2000-2005*, *Earth Planets Space*, 52, pp. 1137-1148, 2000.

Langlais, B., P. Ultré-Guérard, C. Vernin, M. Manda, Y. Cohen, and G. Hulot, *Oertsted: IGP Commissioning of the OVH magnetometer*, CNES report, OERS-RP-0000-0031-IPG, 28 p, 1999.

Langlais, B., M. Manda, and P. Ultré-Guérard, *High-resolution magnetic field modeling: application to MAGSAT and Ørsted data*, *Phys. Earth Planet. Int.*, 135, pp. 77-91, 2003.

Le Huy, M., M. Alexandrescu, G. Hulot, and J.-L. Le Mouél, *On the characteristics of successive geomagnetic jerks*, *Earth Planets Space*, 50, pp. 723-732, 1998.

Le Huy, M., M. Manda, J.-L. Le Mouél, and A. Pais, *Time evolution of the fluid flow at the top of the core. Geomagnetic jerks*, *Earth Planets Space*, vol. 52, pp. 163-173, 2000a.

Le Huy, M., M. Manda, J.-L. Le Mouél, and A. Pais, *Reply to A. Jackson's 'Comment on Time evolution of the fluid flow at the top of the core. Geomagnetic jerks'*, *Earth Planets Space*, vol. 52, pp. 651-653, 2000b.

Le Mouél, J.-L., *Outer-core geostrophic flow and secular variation of Earth's geomagnetic field*, *Nature*, 311, pp. 734-735, 1984.

Le Mouél, J.-L., G. Hulot, and J.-P. Poirier, *Core-Mantle Interactions*, in *Earth's deep interior, The Doornbos Memorial Volume*, Ed. D. J. Crossley, Saint Louis University, Missouri, 1997.

Lowes, F. J., *Spatial power spectrum of the main geomagnetic field, and extrapolation to the core*, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 36, pp. 717-730, 1974.

Lowes, F. J., T. Bondar, V. P. Golovkov, B. Langlais, S. Macmillan, and M. Manda, *Evaluation of the candidate Main Field model for IGRF 2000 derived from preliminary Ørsted data*, *Earth Planets Space*, 52, pp. 1183-1186, 2000.

Macmillan, S., *A geomagnetic jerk for the early 1990's*, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 137, pp. 189-192, 1996.

Manda, M., *La connaissance du champ magnétique ter-*

- restre à l'époque des satellites, *Revue Navigation*, vol. 51, no. 201, pp. 31-41, Paris, 2003.
- Manda, M., and B. Langlais, Use of the Ørsted scalar data in evaluating the pre-Ørsted main field candidate models for the IGRF 2000, *Earth Planets Space*, 52, pp. 1167-1170, 2000.
- Manda, M., and B. Langlais, Observatory crustal magnetic biases during MAGSAT and Ørsted satellite missions, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 29, no. 15, ORS4, 2002.
- Manda, M., and S. Macmillan, International Geomagnetic Reference Field - The Eighth Generation, *Earth Planets Space*, 52, pp. 1119-1124, 2000.
- Manda Alexandrescu M., D. Gibert, J.-L. Le Mouël, G. Hulot, G. Saracco, An estimate of average lower mantle conductivity by wavelet analysis of geomagnetic jerks, *J. Geophys. Res.*, 104, pp. 17735-17746, 1999.
- Manda, M., E. Bellanger, J.-L. Le Mouël, A geomagnetic jerk for the end of the 20th century?, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 183, pp. 369-373, 2000.
- Maus, S., M. Rother, R. Holme, H. Lühr, N. Olsen, and V. Haak, First scalar magnetic anomaly map from CHAMP satellite data indicates weak lithospheric field, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 29, no. 14, 2002.
- McCarthy, D. D., and B. J. Luzum, Path of the mean rotational pole from 1899 to 1994., *Geophys. J. Int.*, 125, pp. 623-629, 1996.
- Menvielle, M., and A. Berthelier, The derived planetary indices: description and availability, *Rev. of Geophys.*, 29, pp. 415-432, 1991.
- Merrill, R. T., M. A. McElhinny, and P. L. McFadden, *The Magnetic Field of the Earth*, Academic Press, London, 1996.
- Neubert, T., M. Manda, G. Hulot, R von Frese, F. Primdahl, J. L. Jorgenson, E. Friis-Christensen, P. Stauning, N. Olsen, T. Risbo, High-Precision geomagnetic field data from the Ørsted satellite, *EOS*, vol. 82, pp. 81-87, 2001.
- Olsen, N., A new tool for determining ionospheric currents from magnetic satellite data, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 23, no. 24, pp. 3635-3638, 1996.
- Olsen, N., Ionospheric F region currents at middle and low latitudes estimated from MAGSAT data, *J. Geophys. Res.*, vol. 102, no. A3, pp. 4263-4576, 1997.
- Olsen, N., Induction studies with satellite data, *Surveys in Geophysics*, 20, pp. 309-340, 1999.
- Olsen, N., A model of the geomagnetic field and its secular variation for epoch 2000 estimated from Ørsted data, vol. 149, no. 2, pp. 454-462, 2002.
- Olsen, N., T. J. Sabaka, and L. Tøffner-Clausen, Determination of the IGRF 2000 model, *Earth Planets Space*, 52, pp. 1175-1182, 2000a.
- Olsen, N., R. Holme, G. Hulot, T. Sabaka, T. Neubert, L. Tøffner-Clausen, F. Primdahl, J. Jørgensen, J.-M. Léger, D. Barraclough, J. Bloxham, J. Cain, C. Constable, V. Golovkov, A. Jackson, P. Kotzé, B. Langlais, S. Macmillan, M. Manda, J. Merayo, L. Newitt, M. Purucker, T. Risbo, M. Stampe, A. Thompson and C. Voorhies, Ørsted Initial Field Model, *Geophys. Res. Lett.*, 27, pp. 3607-3610, 2000b.
- Olson, P., and J. Aurnou, A polar vortex in the Earth's core, *Nature*, vol. 402, pp. 170-173, 1999.
- Olson, P., U. Christensen, and G. A. Glatzmaier, Numerical modeling of the geodynamo: Mechanisms of field generation and equilibration, *J. Geophys. Res.*, 104, B5, pp. 10383-10404, 1999.
- Pais, A., and G. Hulot, Length of day decade variations, torsional oscillations and inner core superrotation: evidence from recovered core surface zonal flows, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 118, pp. 291-316, 2000.
- Papitashvili, V. O., F. Christensen, and T. Neubert, A new model of field-aligned currents derived from high-precision satellite magnetic field data, *Geophys. Res. Lett.*, 29, no. 14, 2002.
- Poirier, J.-P., A. Goddat, and J. Peryronneau, Ferric iron dependence of the electrical conductivity of the Earth's lower mantle material, *Philos. Trans. R. Soc. London., Ser. A*, 354, pp. 1361-1369, 1996.
- Poirier, J.-P., V. Malavergne, and J.-L. Le Mouël, Is There a Thin Electrically Conducting Layer at the Base of the Mantle?, *Geodynamics*, 28, pp. 131-137, 1998.
- Proctor, M. R. E., and D. Gubbins, Analysis of geomagnetic directional data, *Geophys. J. Int.*, 100, pp. 69-77, 1990.
- Purucker, M. E., and J. Dyment, Satellite magnetic anomalies related to seafloor spreading in the South Atlantic Ocean, *Geophys. Res. Lett.*, 27, pp. 2765-2768, 2000.
- Purucker, M. E., R. A. Langel, M. Rajaram, and C. Raymond, Global magnetization models with a priori information, *J. Geophys. Res.*, 103, pp. 2563-2584, 1998.
- Purucker, M. E., B. Langlais, N. Olsen, G. Hulot, and M. Manda, The Southern Edge of Cratonic North America: Evidence from New Satellite Observations, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 29, no. 15, ORS1, 2002a.
- Purucker, M. E., H. McCreadie, S. Vennerstrøm, G. Hulot, N. Olsen, H. Lühr, and E. Garnero, AGU's virtual session on new magnetic satellites, *EOS*, *Trans. AGU*, vol. 83, no. 34, 2002b.
- Ravat, D., R. A. Langel, M. Purucker, J. Arkani-Hamed, and D. E. Alsdorf, Global vector and scalar MAGSAT magnetic anomaly maps, *J. Geophys. Res.*, 100, pp. 20111-20136, 1995.
- Roberts, P. H., Electromagnetic core-mantle coupling, *J. Geomag. Geoelectr.*, 24, pp. 231-259, 1972.
- Roberts, P. H., and S. Scott, On analysis of the secular variation 1. A hydromagnetic constraint: theory, *J. Geomag. Geoelectr.*, 17, pp. 137-151, 1965.
- Sabaka, T. J., and R. T. Baldwin, Modeling the Sq magnetic field from POGO and MAGSAT satellite and contemporaneous hourly observatory data, *HSTX/G&G-9302*, Hughes STX Corp., 7701 Greenbelt Road, Greenbelt, MD, December, 1993.
- Sabaka, T., N. Olsen, and R. A. Langel, A comprehensive model of the quiet-time, near-Earth magnetic field: phase 3, *Geophys. J. Int.*, 151, pp. 32-68, 2002.
- Shankland, T. J., J. Peyronneau, and J.-P. Poirier, Electrical Conductivity of the Earth's Lower Mantle, *Nature*, 366, pp. 453-455, 1993.
- Stauning, P., Field-aligned ionospheric current systems observed from the MAGSAT and Ørsted satellites during northward IMF, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 29, no. 15, ORS6, 2002.
- Tarits, P., and N. Grammatica, Electromagnetic induction

- effects by the solar quiet magnetic field at satellite altitude, *Geophys. Res. Lett.*, 27 (24), pp. 4009-4012, 2000.
- Tarits, P., and M. Manda, The need for seafloor geomagnetic observatories: the geomagnetic component of the French program OFM, *Proceedings of OHP/ION Joint Symposium - Long term observations in the Oceans*, pp. 271-173, Japan, 2001.
- Taylor, J. B., The magneto-hydrodynamics of a rotating fluid and the Earth's dynamo problem, *Proc. R. Soc. Lond. A*, 274, pp. 274-283, 1963.
- Tyler, R. H., T. B. Sanford, and J. M. Oberhuber, Geophysical challenges in using large-scale ocean generated electromagnetic fields to determine the ocean flow, *J. Geomagn. Geoelectr.*, 49, pp. 1351-1372, 1997.
- Tyler, R. H., S. Maus, and H. Lühr, Satellite observations of magnetic fields due to ocean tidal flow, *Science*, 299, 2003.
- Ultré-Guérard, P., M. Hamoudi, and G. Hulot, Reducing the Backus effect given some knowledge of the dip-equator, *Geophys. Res. Lett.*, 25, pp. 3201-3204, 1998.
- Valet, J.-P., and L. Meynadier, Geomagnetic field intensity and reversals during the past four million years, *Nature*, 366, pp. 234-238, 1993.
- Vassal, J., M. Menvielle, Y. Cohen, M. Dukhan, V. Doumouya, B. Boka, O. Fambitakoye, A study of the transient variations in the Earth's electromagnetic field at equatorial electrojet latitudes in W Africa, *Annales Geophysicae*, 19, pp. 677-697, 1998.
- Wahr, J. M., The Earth's rotation, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 16, pp. 231-249, 1988.
- Wicht, J., and D. Jault, Constraining electromagnetic core-mantle coupling, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 111, pp. 161-177, 1999.
- Wicht, J., and D. Jault, Electromagnetic core-mantle coupling for laterally varying mantle conductivity, *J. Geophys. Res.*, 105, pp. 23569-23578, 2000.
- Zatman, S., and J. Bloxham, Torsional oscillations and the magnetic field within the Earth's core, *Nature*, 388, pp. 760-763, 1997.
- Zatman, S., and J. Bloxham, A one-dimensional map of B_s from torsional oscillations of the earth's core, *Geophys. Res. Lett.*, pp. 183-196, 1998.
- Zatman, S., and J. Bloxham, On the dynamical implications of models of B_s in the Earth's core, *Geophys. J. Int.*, 138, pp. 679-686, 1999.
- Zietz, I., G. E. Andreasen, and J. C. Cain, Magnetic Anomalies from satellite magnetometer, *J. Geophys. Res.*, 75, pp. 4007-4015, 1970.

Section 5.

Météorologie et Physique de l'atmosphère

**branche française de l'association
internationale de météorologie et
des sciences de l'atmosphère**

Assimilation de données satellitaires et inversion de sources pour l'étude de la composition chimique atmosphérique

SATELLITE DATA ASSIMILATION AND INVERSION OF SOURCES
FOR THE STUDY OF THE CHEMICAL COMPOSITION OF THE ATMOSPHERE

C. CLERBAUX ⁽¹⁾, **A. HAUCHECORNE** ⁽¹⁾, **S. BEKKI** ⁽¹⁾, **C. GRANIER** ⁽¹⁾, **M. PIRRE** ⁽²⁾, **B. SPORTISSE** ⁽³⁾,
J-P. ISSARTEL ⁽³⁾ et **J-L. ATTIE** ⁽⁴⁾

⁽¹⁾ *Service d'Aéronomie(SA) BP102 – Univ.Paris 6, 4 Place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05*

⁽²⁾ *Laboratoire de Physique et Chimie de l'Environnement (LPCE), 3A Avenue de la Recherche Scientifique, 45071, Orléans Cedex 2*

⁽³⁾ *Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, Centre d'Enseignement et de Recherche en Eau, Ville et Environnement (CEREVE), Pole Air, 6-8 Avenue Blaise Pascal, Cité Descartes, 77455 Champs sur Marne*

⁽⁴⁾ *Laboratoire d'Aérodologie (LA), 14 Avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse.*

Article publié au titre des sections 4 : "Géomagnétisme et Aéronomie",
et 5 : "Météorologie et Physique de l'atmosphère"

(voir page 151)

Evolution future du climat en Méditerranée : vers un état de sécheresse accru ?

L. Li

Laboratoire de Météorologie Dynamique
Université Paris 6, case courrier 99
4, place Jussieu 75252 Paris cedex 05
li@lmd.jussieu.fr

ABSTRACT

The mediterranean basin is the region which borders the Mediterranean Sea and extends some hundreds kilometres from the coast. This region has a complex interaction among different components of the climate: atmosphere, North Atlantic, Mediterranean Sea, glaciers of the Alps, surface vegetation cover, desert originated or industrial aerosols. The climate of this region is marked by a strong seasonal contrast between winter and summer, especially for the precipitation and surface hydrological budget. The region of the Mediterranean and South Europe is rather unique by its geographical position: north of the largest desert in the world - the Sahara, and south of the most temperate climate in the world - Europe. It is therefore a transition area between tropical and mid latitude climates. As a transition area, the Europe - Mediterranean shows important local climate variability and rather large gradients, especially in the South North direction. The transition character of the Mediterranean climate implies that this region is very vulnerable to climate variations, natural or anthropogenic.

1. INTRODUCTION

Le bassin méditerranéen couvre la région étendue de quelques centaines de kilomètres autour de la mer Méditerranée. Le climat de cette région est caractérisé par un fort contraste entre l'été et l'hiver, surtout pour les précipitations et le cycle hydrologique à la surface. Des mécanismes climatiques complexes y opèrent et font intervenir l'atmosphère, l'océan nord-atlantique, la mer Méditerranée, les glaciers alpins, la végétation continentale et les aérosols d'origine désertique ou anthropique. Le bassin méditerranéen est une région très peuplée où vivent 500 millions d'habitants. C'est également une région économiquement très active et le moindre incident climatique peut entraîner d'importantes conséquences économiques et sociétales. La Méditerranée est enfin une zone de transition entre un climat chaud et sec au sud et un climat doux et humide au nord. Ceci implique que la Méditerranée et son écosystème sont sensibles et vulnérables au changement climatique.

Depuis l'ère industrielle, l'effet de serre anthropique de l'atmosphère est fortement augmenté, la teneur en CO₂ étant augmenté de 280 ppm vers 1850 à 370 ppm aujourd'hui. Cette forte concentration du CO₂ dans l'atmosphère est sans précédente dans l'histoire de la terre, au moins sur l'ensemble du quaternaire (depuis environ 1,8 millions d'années) (Joussaume, 1999). Elle est indissociable de la croissance constante de l'émission anthropique du carbone, presque zéro vers 1850 et estimée à plus de 6 milliards de tonnes aujourd'hui. Accompagné de cette augmentation de l'émission anthropique du CO₂, la terre est chauffée de 0,6°C pour la température de l'air auprès du sol et en moyenne globale. Cette augmentation de température, encore modeste, est le début d'un réchauffement planétaire d'ampleur plus importante dont la pleine manifestation est actuellement masquée par l'inertie énorme de l'océan global.

Face à ce réchauffement planétaire, quel sera l'avenir climatique du bassin méditerranéen ? La réponse à cette question ne peut pas être obtenue par une simple extrapolation de l'état actuel, car le système terre est un système complexe et de nombreux processus fortement non-linéaires y opèrent. Une projection vers le futur de l'évolution du climat ne peut être faite qu'à travers une modélisation numérique performante du système climatique.

2. MODELISATION DU CHANGEMENT CLIMATIQUE

Le système climatique (Sadourny 1994) tel que l'on doit modéliser comprend cinq éléments physiques : atmosphère, océans, cryosphère, surface de la terre émergée et biomasse. Les propriétés du système climatique, qui doivent être numérisées dans un modèle, sont très nombreuses et comprennent les propriétés thermiques (les températures de l'air, de l'eau, de la glace et de la surface), les propriétés cinétiques (les vents, les courants océaniques, les mouvements verticaux et le déplacement de la masse glacière), les propriétés aqueuses (l'humidité atmosphérique, la nébulosité, le contenu en eau liquide ou glace des nuages, les niveaux des lacs, le contenu en eau du sol, de la neige et de la glace de mer), les propriétés statiques (la densité et la pression de l'atmosphère et de l'océan, la composition de l'air sec, la salinité océanique), les conditions géométriques et les constantes physiques du système.

Ces variables sont interconnectées par les lois dynamiques et différents processus physiques dans le système, par exemple, précipitation, évaporation, rayonnement, advection, convection et diffusion turbulente.

Un modèle climatique (voir par exemple Washington et Parkinson, 1984) consiste à intégrer numériquement un ensemble d'équations mathématiques qui représentent le comportement du système climatique (ou d'un sous-système). Les lois fondamentales qui gouvernent le comportement du système climatique sont bien sûr celles qui décrivent les processus physiques liant les divers éléments du système. Parmi les cinq éléments du système climatique, l'atmosphère est la composante la plus variable dont l'influence sur le climat est la plus rapide.

Actuellement, le modèle de circulation générale atmosphérique, couplé avec un modèle océanique et un modèle sur la glace de mer, est l'outil le plus puissant pour des études climatiques liées à l'effet de serre. Une dizaine de groupes scientifiques dans le monde possèdent actuellement un tel outil numérique. Il représente souvent le travail de nombreux chercheurs et ingénieurs pendant vingt ans. Sous le seul effet des équations fondamentales de la physique, nous sommes aujourd'hui capables de simuler les principales caractéristiques du climat. C'est-à-dire, nous possédons maintenant une planète virtuelle dont le comportement est assez proche de celui de la planète réelle.

Le modèle est d'abord un outil de compréhension des processus, mais il sert également à définir les scénarios climatiques. Pour prévoir l'évolution du climat dans le futur, on sera amené à prévoir le comportement de l'Homme dans le futur, c'est-à-dire, prévoir un scénario d'émission. Mais la croissance démographique, le type de développement économique, tout comme le mode de vie que la société ou un individu choisit modulent tous la future émission des gaz à effet de serre. En considérant les différentes hypothèses, le Groupe intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC, ou IPCC pour son appellation en anglais: Intergovernmental Panel on Climate Change) a mis en place une série de scénarios de référence.

En utilisant ces scénarios d'émission dans les modèles climatiques actuellement disponibles, la communauté scientifique prévoit une augmentation de la température globale de 2 à 6 degrés (IPCC, 2001), à l'horizon de 2100, par rapport à la période préindustrielle. Cette augmentation est tout à fait considérable en comparaison avec les grands cycles de glaciation dont l'amplitude est également de quelques degrés seulement. A l'état actuel, nous avons encore beaucoup de difficultés dans l'appréciation de la probabilité des scénarios, soit à cause des incertitudes dans l'estimation des scénarios d'émission, soit à cause des imperfections ou des processus manquants dans les modèles utilisés.

Certains traits communs parmi les différents modèles sont néanmoins notables (voir par exemple Le Treut et Jancovici, 2001). La surface continentale connaît un réchauffement plus important que l'océan, parce que celui-ci a une inertie thermique beaucoup plus grande et qu'une partie de la chaleur est consommée par une évaporation plus forte. Les régions polaires connaissent un

réchauffement plus important que les tropiques, parce que la fonte de la neige et de la glace de mer diminue la réflectivité du sol et augmente donc la quantité d'énergie solaire absorbée. Les régions tropicales connaissent un réchauffement moindre, car une partie de la chaleur est transportée vers les couches supérieures de l'atmosphère à cause des rouleaux de convection renforcés. Le réchauffement maximal dans les régions tropicales se trouve donc en altitude aux alentours de 10 km.

En ce qui concerne la précipitation, un autre ingrédient important du climat, il y a une intensification (de l'ordre de 8 à 10 %) du cycle hydrologique au niveau global. Les régions tropicales connaissent une augmentation de précipitation à cause des activités convectives plus fortes. Les hautes latitudes ont aussi une augmentation de la précipitation, car l'atmosphère, plus chaude, contient plus de vapeur d'eau et est capable de transporter plus d'humidité vers les hautes latitudes. Les régions subtropicales, en revanche, connaissent une diminution de pluie, car la branche descendante de la circulation de Hadley est intensifiée et s'étend davantage vers les moyennes latitudes.

A l'état actuel de la recherche scientifique, il est très difficile de raffiner les scénarios climatiques à l'échelle locale, voire régionale. Néanmoins, Une certaine cohérence parmi les différents modèles a été trouvée sur la région Europe - Méditerranée et les tendances réellement observées corroborent les résultats modélisés. Pour un réchauffement global, l'anticyclone des Açores semble renforcé et s'étend sur une zone plus large. Sous influence de l'anticyclone, le bassin Méditerranéen connaît une diminution de pluie. Le gradient méridional de pression sur l'Atlantique du nord est aussi renforcé, tout comme le gradient méridional de température dans les hautes couches de l'atmosphère. Ceci a pour effet de renforcer la route dépressionnaire nord-atlantique et de décaler cette zone de dépression vers le nord. Ainsi des perturbations qui arrivent sur le continent européen sont plus nombreuses et plus fortes. Le nord de l'Europe a donc une augmentation de pluie. Le contraste hydrologique entre le nord et le sud de l'Europe est ainsi accentué (voir Figure 1).

3. CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Certaines évidences observées vont également dans le sens d'un état de sécheresse pour le climat du bassin méditerranéen. Tout d'abord, les précipitations issues des stations et compilées au CRU, Royaume-uni (Hulme et al., 1998) montrent une forte diminution de pluie pour le bassin méditerranéen entre le début et la fin du xx^e siècle (voir Figure 2). Cette diminution peut atteindre 70 mm pour la pluviométrie annuelle. En utilisant la couverture nuageuse fournie par le réseau météorologique italien, Maugeri et al. (2001) ont trouvé que la nébulosité en Italie a diminué de 10 à 15 % durant les 50 dernières années. L'intensification de la circulation tropicale (notamment la cellule de Hadley) est également observée depuis l'espace (Chen et al., 2002). Elle est manifestée par une augmentation du flux infrarouge sortant au sommet de l'atmosphère dans les régions subtropicales où la nébulosité est diminuée et l'atmosphère est séchée davantage suite à

une subsidence plus forte de la branche descendante de la cellule de Hadley. La tendance est estimée à $3,7 \text{ W/m}^2$ par décennie depuis 1985, date à partir de laquelle le bilan radiatif de la terre est observé.

Bien que les tendances observées pour le bassin méditerranéen corroborent les résultats modélisés, beaucoup d'incertitudes persistent encore. Car les modèles actuels souffrent de certaines limitations techniques ou à l'ordre plus fondamental. La première limitation est du fait que l'on utilise un maillage fini dont la résolution spatiale est de l'ordre de 300 km, donc assez grossière. Il est impossible de représenter explicitement les mouvements dont l'échelle est inférieure au maillage. Leurs effets sont pris en compte d'une manière statistique à travers la paramétrisation (terme spécial employé par les modélisateurs pour désigner la représentation des processus non-résolus du modèle à travers les variables explicites). Avec le progrès technologique en matière de calcul scientifique, il est prévisible que les futurs modèles auront une résolution spatiale de plus en plus fine. La deuxième limitation est que la construction des modèles actuels n'est pas entièrement achevée et que les processus fondamentaux du climat ne sont pas encore tous incorporés. Après l'océan et la glace de mer, la chimie et la biochimie sont en train d'entrer dans les modèles climatiques. La complexité des futurs modèles sera de plus en plus grande.

Compte tenu des forts impacts du changement climatique sur le développement économique et la condition de vie des habitants du bassin méditerranéen, il est donc important de construire un système de modélisation pour le climat régional méditerranéen. Ceci doit être un système performant, modulaire et hiérarchisé à plusieurs niveaux : modèles couplés océan - atmosphère du système climatique global ; modèles atmosphériques régionaux ou modèles globaux zoomés sur la Méditerranée ; modèles physico-dynamiques de la mer Méditerranée et modèles de l'écosystème marin. De fortes collaborations doivent être entreprises avec la communauté scientifique sur la végétation à la surface et sur l'hydrologie continentale. Des contacts doivent être également pris avec la communauté de recherche en impact du changement climatique et la communauté utilisatrice des informations climatiques pour la gestion politico-économique.

REMERCIEMENTS

L'auteur voudrait remercier ses nombreux collègues de l'Institut Pierre-Simon Laplace pour des discussions constructives. Cette étude est soutenue par le programme GICC (Gestion et Impact du Changement Climatique).

RÉFÉRENCES

Chen, J., B.E. Carlson, and A.D. Del Genio, Evidence for strengthening of the tropical general circulation in the 1990s, *Science*, 295, 838-841, 2002.

Hulme, M., T.J. Osborn, and T.C. Johns, Precipitation sensitivity to global warming: Comparison of observations with HadCM2 simulations, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 3379-3382, 1998.

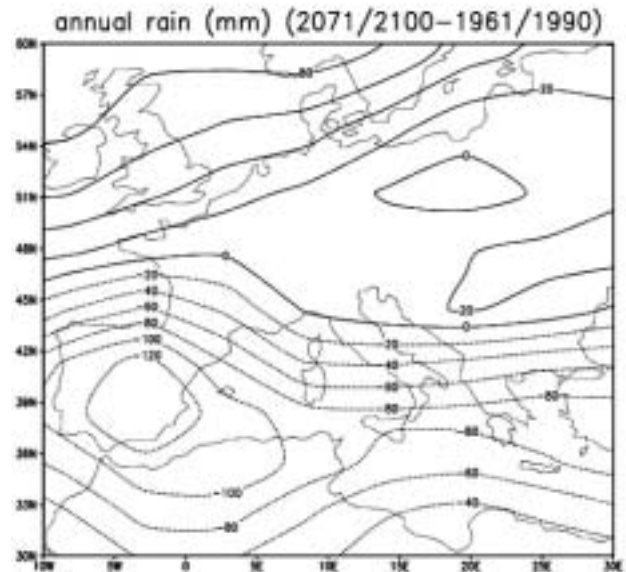


Fig. 1 : Changement de la pluviométrie annuelle (mm) pour la fin du xx^e siècle (2071/2100).

La période 1961/1990 est utilisée pour référence. Le résultat (source : <http://www.lmd.jussieu.fr>) est obtenu d'une simulation numérique (nommée LF8) effectuée à l'IPSL (Institut Pierre-Simon Laplace) à Paris. L'expérience a été faite à l'aide d'un modèle climatique (atmosphère + océan + glace de mer) couplé interactivement avec un modèle de carbone (océan et surface continentale). La concentration du CO_2 a été fixée à 286ppm au départ de la simulation en 1860. Elle a ensuite varié interactivement au fur et à mesure que la simulation progressait. Et cela jusqu'à 2100. L'émission anthropique du CO_2 suivait l'estimation historique (source : <http://cdiac.esd.ornl.gov>) jusqu'à 1990 et la projection future A2 (source : <http://www.ipcc.ch>), établi par le GIEC à partir de 1990.

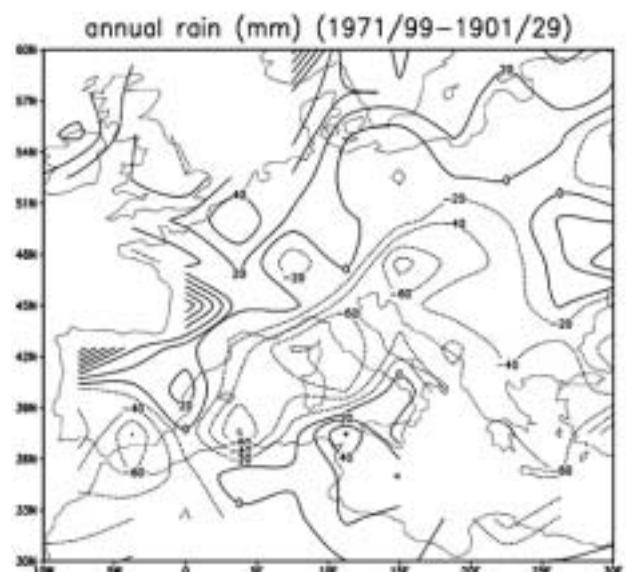


Fig. 2 : Changement observé de la pluviométrie annuelle (mm) entre le début (1901/1929) et la fin (1971/1999) du xx^e siècle (source : <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data>)

IPCC: Climate change 2001, The scientific basis, Cambridge university Press, 2001.

Joussaume, S, Climats d'hier à demain, CNRS Editions, Paris, 1999.

Le Treut, H., et J.-M. Jancovici, L'effet de serre, allons-nous changer le climat ?,

Flammarion, collection Dominos, Paris, 2001.

Maugeri, M., Z. Bagnati, M. Brunetti, and T. Nanni, Trends in Italian total cloud amount, 1951-1996, Geophys. Res. Lett., 28, 4551-4554, 2001.

Sadourny, R., Le climat de la terre, Flammarion, collection Dominos, Paris, 1994.

Estimation du modèle de dispersion de la pollution dans l'espace image et localisation mono-source

G. ROUSSEL¹, E. TERNISIEN²

¹ *Laboratoire d'Analyse des Systèmes du Littoral 50 rue Ferdinand Buisson - BP 699 - 62228 CALAIS Cedex - email : Gilles.Roussel@lasl.univ-littoral.fr*

² *Centre de Recherche en Automatique de Nancy Faculté des sciences - BP 239 54506 - Vandoeuvre Cedex - email : eric.ternisien@iutsd.uhp-nancy.fr*

RÉSUMÉ

Cet article expose un point de vue concernant la surveillance de la propagation de la pollution et la caractérisation de source. La méthode s'inscrit résolument dans un contexte de traitement du signal. La modélisation du comportement dispersif par une équation d'état sur un maillage discret permet ensuite de considérer le trajet source-capteur comme un filtre discret. Si le débit à la source est variable dans le temps, la dispersion est alors vue comme une convolution du signal source avec le filtre. La surveillance consiste alors à déterminer tous les paramètres inconnus du système et sa source, c'est-à-dire le triplet : paramètres modèles, coordonnées de la source et le débit à la source. L'estimation des paramètres modèle repose sur analyse de l'espace image de la source en effectuant l'EVD de la matrice d'autocorrélation des observations du réseau de capteurs, sous l'hypothèse simplificatrice de stationnarité des signaux. En deuxième étape, un critère de localisation maximise la vraisemblance de la position de la source en cherchant à retrouver la cohérence temporelle des signaux en fonction de la position. Enfin, l'étape de déconvolution permet d'estimer le signal source.

Mots clés : Identification aveugle, localisation de source, modèle de dispersion.

INTRODUCTION

Les performances croissantes de la résolution temporelle et de la sensibilité des analyseurs de concentrations en espèces chimiques présentes dans l'air, permettent d'aborder la surveillance de la pollution atmosphérique par la prise en compte de la dynamique des modèles de transport-diffusion. Si la précision sur les paramètres de transport et de diffusion est suffisante il est alors envisageable, à partir d'une série de mesures effectuées dans l'espace et le temps, d'établir des estimations des états présents ou passés, des prédictions à court terme des concentrations sur l'ensemble de la zone d'intérêt, à partir d'une situation donnée. Les techniques d'assimilation permettent de combiner les observations avec un modèle dynamique. De nombreux travaux portent sur l'assimilation ou l'interpolation de données géophysiques et la prévision par l'estimation du vecteur d'état général par des méthodes du type Kalman par exemple (Dee, 1998 ;

Dao, 1996). Dans cet article, même si l'objectif est similaire, nous tenterons d'adopter un schéma différent, qui privilégie la recherche des causes (les sources) de ce qui est observé, pour ensuite en déduire l'impact sur l'ensemble du domaine modélisé, si le modèle est bien estimé.

L'évolution des concentrations de l'espèce chimique dépend des émissions intérieures et extérieures à la zone surveillée. Dans cette zone, on s'intéresse aux phénomènes transitoires liés aux contributions instantanées d'une source ponctuelle intérieure supposée émettre, à débit variable, une quantité massique qui sera ensuite détectée par les capteurs de l'espèce chimique suivie. Il s'agit alors de "caractériser" la source détectée pour en déduire l'impact spatial et temporel. On conviendra que ce qui vient de l'extérieur est l'effet d'une contribution éloignée, de dynamique faible vis-à-vis de la source intérieure et modifiant de façon homogène spatialement le niveau de la pollution de fond.

L'approche que nous suivrons aborde le problème de l'estimation du triplet d'inconnus (paramètres de diffusion, débit source, position source) à partir des observations effectuées aux différents analyseurs et avec l'a priori structural du modèle de dispersion ainsi que les paramètres exogènes d'advection qui sont mesurés. Les paramètres de diffusion représentent globalement la diffusion moléculaire, mais surtout de la diffusion turbulente dont l'effet est beaucoup plus important. Ces phénomènes dépendent de nombreux paramètres : température, pression, masse volumique, environnement climatique et topographique... Leur quantification directe est souvent très difficile et l'idée de les estimer en ligne est assez pratique. Caractériser une source à partir des signaux capteurs sur la base d'un modèle de transfert incomplet relève des techniques de "traitement d'antennes". Pour cela, l'inversion des signaux capteurs, i.e. la déconvolution, suppose l'estimation préalable du filtre (identification) qui modélise le trajet source-capteur. Chaque filtre dépend bien sûr de la position de la source et du capteur. Si la position de la source n'est pas connue, il convient de déterminer la position conjointement à la déconvolution du signal source. De l'histoire de la source et de la localisation, on peut, in fine, en déduire une information utile pour la réalisation des cadastres d'émission à bases statistiques ou une étude d'impact sur la zone d'intérêt. En général, la question principale est plus la localisation que la détermination de la

quantité émise. On détermine la cause lorsqu'on estime que son impact en un point (souvent un site de vie) a dépassé un seuil admissible défini par des considérations sanitaires. Or les conditions de dispersion variables en direction et en intensité nous inviteraient plutôt à définir de manière objective un seuil de nuisance sur la quantité émise, car les rejets ont aussi un impact environnemental global.

Il est difficile de scinder le problème de la localisation de celui de la détection de source car les observations mesurées dépendent à la fois du placement de la source par rapport aux capteurs et au vent et de la présence d'un signal source. On pourra consulter (Nehorai, 1995) pour un exemple de problème de localisation d'émission de gaz en milieu ouvert ou clos par maximisation de vraisemblance (MV) où la source est supposée constante dans le temps, mais inconnue. Si cette hypothèse n'est pas vérifiée, alors le signal source doit être un paramètre inconnu supplémentaire. Sa variation dans le temps incite à tenir compte de la convolution du signal source avec le modèle. Différentes procédures d'estimation sont possibles : conjointes ou séquentielles. Les techniques d'estimation conjointes consistent à déterminer directement un vecteur optimal $\theta = (\theta_{\text{mod}}, \theta_{\text{loc}}, S)$ contenant respectivement tous les paramètres (paramètres modèles, position de la source, signal source). Bien entendu, il est toujours plus efficace de pouvoir intégrer la connaissance a priori du problème, sur la source ou le modèle. Dans (Delmaire, 2002), l'auteur traite le cas d'une source dynamique modélisée a priori comme un processus de vie et de mort, observée par un seul capteur et où les paramètres de transport et diffusion sont connus. Les instants de début et de fin de l'activité de la source ainsi que sa position 1D sont estimés par la méthode du maximum a posteriori (MAP). De manière plus déterministe, (Issartel, 2002) s'appuie sur le théorème de réciprocity pour déterminer les rétropanaches issus du modèle adjoint de dispersion d'espèces radioactives pour en déduire la position de la source. On pourra lire dans (Khapalov, 1994) une méthode de localisation d'une source parmi un ensemble connu de P sources potentielles et pour un modèle dynamique de diffusion de la chaleur. Mais la solution suppose de connaître l'intensité de l'émission, et suggère par ailleurs un problème linéaire d'estimation des intensités de sources (multiples) avec la connaissance de l'intensité totale.

Un autre point de vue consiste plutôt en la séparation des problèmes, en traitant séquentiellement l'identification des paramètres θ_{mod} conditionnellement à l'hypothèse de placement de la source θ_{loc} . La localisation est alors vue comme un problème de décision par sélection de l'hypothèse la plus vraisemblable parmi toutes les positions potentielles (Roussel, 2002). C'est cette approche particulière qui sera développée dans cet article. En traitement du signal, la localisation de source se rencontre plus souvent pour des modèles de propagation d'ondes électromagnétiques, sonores ou vibratoires. Elle fait partie des problèmes de traitement d'antennes. De nombreux travaux (largement recensés dans (Marcos, 1999) sur la localisation par la recherche des directions d'arrivée de sources (DOA) sont fondés sur les propriétés hautes résolutions

(HR) de la matrice de corrélation spatiale (Bienvenu, 1983) ou l'utilisation des statistiques d'ordres supérieurs (Lacoume, 1997). La résolution asymptotiquement illimitée des méthodes HR en font une technique de choix pour bon nombre d'applications (télécommunication, géophysique, biomédical, sonar et radar). Nous proposons ici, d'approcher le problème de la localisation de sources de pollution dans un milieu dispersif non homogène par décomposition en sous-espace signal et bruit, technique largement utilisée en méthodes HR. Cependant, le choix de la modélisation par modèle maillé nous incite ici à abandonner la recherche des directions d'arrivée et plutôt de sélectionner de façon optimale un nœud source dans un repère cartésien au sens d'un critère de vraisemblance. Nous présentons cette étude sous l'hypothèse d'une source active unique présente dans l'espace de surveillance discrétisé, et délivrant un signal aléatoire, de spectre supposé large.

REPRÉSENTATION DANS L'ESPACE D'ÉTAT

Dans cette section, on décrit la représentation d'état du modèle physique et de la mesure. On considérera ici le cas d'une source ponctuelle située aux coordonnées r_s , émettant une espèce peu réactive chimiquement (un polluant passif) dans un environnement ouvert, avec un débit $S(r_s, t)$ en kg/s variable dans le temps. L'absence de recombinaison chimique permet de considérer la dispersion selon le modèle d'advection-diffusion :

$$\frac{\partial X(r, t)}{\partial t} = \nabla \cdot (K \nabla X) + \nabla \cdot (X \cdot \vec{U}) + S(r_p, t) \cdot \delta(r - r_p) \quad (1)$$

La concentration $X(r, t)$ en kg/m^3 au point r à l'instant t dépend des effets de l'advection $\nabla \cdot (X \cdot \vec{U})$ en présence de vent $\vec{U}(r, t)$ (en m/s) ainsi que des effets de la diffusion $\nabla \cdot (K \nabla X)$ caractérisée par le tenseur de diffusivité K en m^2/s . La matrice K intègre à la fois les phénomènes de turbulence et la diffusion moléculaire, souvent moins importante. Sous certaines conditions d'homogénéité spatiale, le modèle sous sa forme cartésienne 3D s'écrit, en $r = (i, j, z)$:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial X(r, t)}{\partial t} + U_i \frac{\partial X(r, t)}{\partial i} + U_j \frac{\partial X(r, t)}{\partial j} + U_z \frac{\partial X(r, t)}{\partial z} \\ & = K_i \frac{\partial^2 X(r, t)}{\partial i^2} + K_j \frac{\partial^2 X(r, t)}{\partial j^2} + K_z \frac{\partial^2 X(r, t)}{\partial z^2} \\ & + S(r_p, t) \cdot \delta(r - r_p) \end{aligned} \quad (2)$$

La fonction de Dirac $\delta(r - r_p) = 1$ si $r = r_p$ permet ici d'ajouter la contribution de la $p^{\text{ème}}$ source à la position correspondante r_p .

Ainsi que le vent peut être mesuré in situ et interpolé par un modèle dynamique fluide 3D, par exemple (Scire, 1990), les coefficients de diffusion K_i, K_j, K_z sont par contre assez difficiles à modéliser tant ils dépendent de nombreux facteurs tels la température, la pression, la topographie, ... Dans cet article nous proposons plutôt d'estimer en ligne les éléments de la matrice K par une méthode d'identification "aveugle".

Ce modèle, dans sa version statique, $\left(\frac{\partial X(r, t)}{\partial t} = 0 \right)$

est très largement exploité dans la littérature (Ermak, 1977), (Pasquill, 1982), etc., mais ne rend pas compte de l'évolution temporelle. La version dépendante du temps est plus complexe à résoudre sous sa forme analytique. La solution directe obtenue après calcul du noyau de Green peut s'exprimer, dans le cas simplifié $K = K_x = K_y = K_z$, par l'intégrale de convolution (3). Cette formulation caractéristique d'un phénomène de transfert entrée-sortie permet de percevoir la dispersion sur les n_s trajets sources-captateur comme un filtre de convolution.

$$X(r, t) = \sum_{p=1}^{n_s} \int_{t_0}^t S(r_p, \tau) X_{\text{green}}(r_p, r, t - \tau) d\tau \quad (3)$$

$$= \int_{t_0}^t S(r_p, \tau) \frac{1}{[4\pi K(t - \tau - t_0)]^{3/2}} \exp\left[-\frac{\|\vec{r} - \vec{U}(t - \tau - t_0) - \vec{r}_p\|^2}{4\pi K(t - \tau - t_0)}\right] d\tau$$

La modélisation inverse obtenue par le calcul analytique ou intégral, prenant en compte tous les facteurs est assez complexe à expliciter. Une autre approche mathématique consiste à utiliser les modèles maillés dont les avantages sont liés essentiellement à l'absence de restriction dans les conditions aux limites qu'ils peuvent accepter, les hypothèses simplificatrices applicables aux équations, la prise en compte de l'hétérogénéité du milieu de dispersion et la description de tout le domaine spatial d'intérêt. Ainsi, la connaissance est à la fois spatiale et temporelle. Faisant largement appel aux calculs numériques, ils permettent une description plus fine, certes pour un effort de calcul plus élevé.

Pour la surveillance de pollution, nous supposons donc que le modèle de connaissance (2) de la dispersion dans l'air du polluant émis par la source est une bonne approximation du phénomène réel. D'un point de vue mathématique, cette émission va subir au cours de son trajet vers les capteurs une atténuation complexe provoquée par un phénomène de diffusion (variable selon les directions) et un retard lié au temps de transport. Le signal de l'unique source convoluée au modèle de propagation est ici observé par un ensemble de n_c capteurs spatialement répartis. Lorsque le maillage est suffisamment fin, nous avons montré dans (Ternisien, 2000a) que la discrétisation de (2) peut s'effectuer en adoptant les différences finies comme approximation au premier ordre des dérivées. Plus spécifiquement, nous utilisons la méthode décentrée en espace dite méthode "upwind" (Euvrard, 1994), plus appropriée lorsque la présence d'un terme d'advection suggère d'adopter une direction privilégiée dans le calcul des dérivées. Dans ce cas, la dérivée spatiale selon une direction $\vec{\alpha}$ s'écrit :

$$\frac{\partial X}{\partial \alpha} = \begin{cases} \frac{1}{h} (x_{\alpha}(n) - x_{\alpha-1}(n)) & \text{si } \vec{U} \cdot \vec{\alpha} > 0 \\ \frac{1}{h} (x_{\alpha+1}(n) - x_{\alpha}(n)) & \text{si } \vec{U} \cdot \vec{\alpha} < 0 \end{cases} \quad (4)$$

Le calcul de la dérivée est ici effectué sur une région en amont du point de coordonnées $\alpha \cdot h$ par rapport à la direction du vent. Le modèle discrétisé, dans le cas 2D,

est alors :

$$x^{i,j}(n+1) = m_1 x^{i+1,j}(n) + m_2 x^{i,j}(n) + m_3 x^{i-1,j}(n) + m_4 x^{i,j+1}(n) + m_5 x^{i,j-1}(n) + T s^p(n) \quad (5)$$

$x^{i,j}(n)$ étant la représentation discrète à l'instant n et à la position $r = (i, j)$ de la concentration $X(r, t = nT)$. Les paramètres m^q ($q=1..5$) sont fonctions des composantes de l'advection U_i et U_j de la diffusion K_i et K_j , des pas du maillage spatial h et k selon les axes \vec{i} et \vec{j} et du pas temporel T défini par l'échantillonnage des observations. Plus précisément, en prenant en compte les changements de direction du vent par les fonctions signe (U_{α}), on obtient les coefficients de discrétisation en temps variant :

$$m_1(n) = \frac{TK_i}{h^2} + \frac{1}{2} [1 - \text{sign}(U_i(n))] \frac{T|U_i(n)|}{h}$$

$$m_2(n) = 1 - \frac{2TK_i}{h^2} - \frac{2TK_j}{k^2} - \frac{T|U_i(n)|}{h} - \frac{T|U_j(n)|}{h}$$

Pour ce qui est des sources supposées ponctuelles, leur contribution unitaire dans l'équation est nulle sauf au point $r_p = (i(p), j(p))$ où elle vaut $s^p(n)$.

Il est alors possible de déduire un modèle d'état discret (6) dans lequel les composantes du vecteur d'état $X(n)$ (7) représente la grille des concentrations $x^{i,j}(n)$ de l'espèce chimique surveillée aux différents points (i, j) du maillage et à l'instant d'échantillonnage n . $X(n)$ est construit en concaténant les L lignes contenant chacune L nœuds du maillage rectangulaire de taille (L, L) . Le vecteur $X(n)$ est donc de taille $(L, L) \times 1$.

$$X(n+1) = A(n)X(n) + B_s(n) + w(n) \quad (6.a)$$

$$y(n) = C X(n) + b(n) \quad (6.b)$$

$$X(n) = \left[\left[x^{1,1}(n), \dots, x^{1,L}(n) \right]^T, \dots, \left[x^{L,1}(n), \dots, x^{L,L}(n) \right]^T \right]^T \quad (7)$$

La forme d'état (6.a) sépare le terme d'évolution $A(n)X(n)$ du terme source $B_s(n)$. La matrice d'état $A(n)$ modélise la réponse libre du système à l'instant absolu n . Dans le cas d'un espace ouvert (2D), les conditions aux limites horizontales sur la frontière $\delta\Omega$ du domaine d'étude Ω sont de type Neuman-Pearson. Cette hypothèse de dispersion aux bords évite les accumulations. Le codage défini par (7) conduit à une forme tri-diagonale par blocs de la matrice d'état $A(n)$ de dimension $(L, L) \times (L, L)$ telle que :

$$A(n) = \begin{pmatrix} A_{1,1} & A_{1,2} & 0 & \dots & \dots & 0 \\ & & & & & \\ A_{2,1} & A_{2,2} & A_{2,3} & & & \\ & & & & & \\ 0 & & & & & 0 \\ & & & & & \\ 0 & & & & & 0 \\ & & & & & \\ \cdot & & & A_{L-1,L-2} & A_{L-1,L-1} & A_{L-1,L} \\ & & & & & \\ 0 & \dots & \dots & 0 & A_{L,L-1} & A_{L,L} \end{pmatrix}$$

Si les paramètres de dispersion sont homogènes (i.e $K_r, K_y, U_i(n), U_j(n)$ indépendant des coordonnées r , les paramètres $m_i(n)$ sont constants spatialement. Les blocs $A_{k,k}, A_{k,k+1}$ et $A_{k-1,k}$ obtenus à partir de (5), sont alors indépendants de k , tels que :

$$A_{k,k} = \begin{bmatrix} m_2(n) & m_1(n) & 0 & \dots & 0 \\ m_3(n) & m_2(n) & m_1(n) & & \vdots \\ 0 & & & & 0 \\ \vdots & & & & \vdots \\ \vdots & & m_3(n) & m_2(n) & m_1(n) \\ 0 & \dots & 0 & m_3(n) & m_2(n) \end{bmatrix}$$

$$A_{k,k+1} = \begin{bmatrix} m_4(n) & \dots & 0 \\ \vdots & & \vdots \\ 0 & \dots & m_4(n) \end{bmatrix} \quad A_{k-1,k} = \begin{bmatrix} m_5(n) & \dots & 0 \\ \vdots & & \vdots \\ 0 & \dots & m_5(n) \end{bmatrix}$$

La stabilité du schéma numérique (valeurs propres de $A(n) < 1 \forall n$) impose cependant une condition entre la période d'échantillonnage T , les paramètres limites de dispersion et les pas de discrétisation spatiale :

$$T \leq \frac{h^2 k^2}{2k^2 K_i + 2h^2 K_j + hk^2 |U_i(n)| + kh^2 |U_j(n)|}, \quad \forall n$$

Le bruit d'état w_n dans (6) peut être considéré comme un vecteur de variables aléatoires modélisant les apports (ou les puits) non représentés par les sources recherchées. Conséquence d'une émission lointaine ou très diffuse, sa variance est supposée peu significative en comparaison de celle du signal associé à la source à détecter, au point que nous l'ignorons dans la suite.

La matrice d'application de la commande B représente ici la configuration spatiale des n_s sources potentielles. Lorsque celles-ci sont ponctuelles la matrice B est représentée par une matrice de taille $L \times n_s$ contenant $L-1$ zéros et un terme unitaire à l'indice $(j(p)-1) \neq i(p)$ correspondant à la $p^{\text{ème}}$ source dans le maillage :

$B((j(p)-1) \neq i(p), p) = 1$. Les débits $s^p(n)$ des sources indépendantes est formaté par le vecteur $s(n) = [s^1(n), s^2(n), \dots, s^{n_s}(n)]^T$. Lorsqu'une source n'est pas située sur un nœud, un modèle d'interpolation spatial peut être appliqué en répartissant les poids d'influence de la source sur les nœuds de la maille contenant la source. Le cas des sources diffuses à flux spatial homogène est représenté par approximation comme une source ponctuelle au centre d'une maille. La matrice C de l'équation d'observation caractérise la configuration du réseau de capteurs sur l'espace surveillé. De taille $n_c \times (L)$, elle dépend de la position des capteurs sur la grille, et reprend le même codage que la matrice B . La présence d'un capteur d'étiquette q aux coordonnées $(i(q), j(q))$ dans la grille est alors modélisé par $C(q, (j(q)-1) \neq i(q)) = 1$.

Enfin, les observations $y(n)$ sont bruitées par le vecteur $b(n) = [b^1(n), \dots, b^{n_c}(n)]^T$ considéré ici comme la réalisation de n_c variables aléatoires iid gaussiennes, de moyennes nulles, dont la variance est déterminée par les caractéristiques du capteur.

Le modèle d'état couvre ainsi toute la zone d'observation et chaque transfert source-capteur est alors assimilable à un filtre, de réponse impulsionnelle *a priori* infinie (Figure n°1).

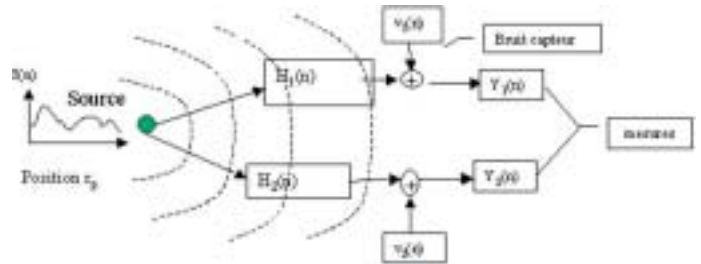


Fig n°1 : Structure de filtres des trajets source-capteurs

En tronquant (à l'ordre M capteur supposé connu) la réponse impulsionnelle correspondante à chaque canal source-capteur, on peut alors considérer qu'une source p émet le signal $s^p(n)$ à l'instant n dans les canaux de réponse impulsionnelle finie : $h(n) = [h_0(n), \dots, h_m(n), \dots, h_M(n)]$ où pour les systèmes causaux,

$$h_0^p(n) = 0 \quad (8)$$

$$h_m^p(n) = [h_m^1(n) \dots h_m^{n_s}(n)] \quad (9)$$

$$\text{avec } h_m^p(n) = C \prod_{k=M}^m A(n+k) B(:, p) \quad (10)$$

et $B(:, p)$ est la $p^{\text{ème}}$ colonne de B . Cette source p produit les observations $y^p(n) = [y^p_1(n) \dots y^p_{n_c}(n)]$ aux n_c capteurs selon la convolution :

$$y^p(n) = \sum_{m=0}^M h_m^p(n) s^p(n-m) + b(n) \quad (11)$$

Si N échantillons de y sont reçus, la forme matricielle du filtrage (11) s'écrit :

$$Y^p_n = H^p_N(n) S^p_n + \beta_n \quad (12)$$

avec $Y^p_n = [y^p(n), \dots, y^p(n-N+1)]^T$, $\beta_n = [b(n), \dots, b(n-N+1)]^T$, H^p_n la matrice de filtrage (dite de Sylvester) de taille $N \times (M+N)$ associée aux canaux de h^p et $S^p_n = [s^p(n), s^p(n-1), \dots, s^p(n-(M+N))]^T$

$$H^p_N(n) = \begin{bmatrix} h^p_{0,n}(n) & \dots & h^p_{M,n}(n) & 0 & \dots & 0 \\ 0 & & & & & \vdots \\ \vdots & & & & & 0 \\ 0 & \dots & 0 & h^p_{0,n}(n-N+1) & \dots & h^p_{M,n}(n-N+1) \end{bmatrix} \quad (13)$$

La Figure n°3 montre une simulation des réponses capteurs pour une activité de vent issue de données réelles.

Le signal source, ici synthétique, simule un épisode de rejet continu. Les conditions suivantes ont été imposées :

- $\vec{U}(n)$: voir Figure 2 le relevé des 150 échantillons de vent réel sur-échantillonné à $T = 3$ min 50 pour assurer la stabilité de la simulation.
- zone d'observation carrée : (10 km, 10 km), pas spatial $h=k=1$ km.
- coordonnée source par rapport à l'origine ($n_s=1$) : [3166 m, 2894 m].
- coordonnées capteurs ($n_c = 3$) : [3366 m, 1098 m] ; [5349 m, 4358 m] ; [4470 m, 6739 m].
- période après sur-échantillonnage $T = 3$ min 50
 $K_1 = 10$ m²/s, $K_2 = 10$ m²/s.
- Amplitude du signal source (constante) 120 g/s.
- bruit : $\sigma = 0.01$ µg/m³.

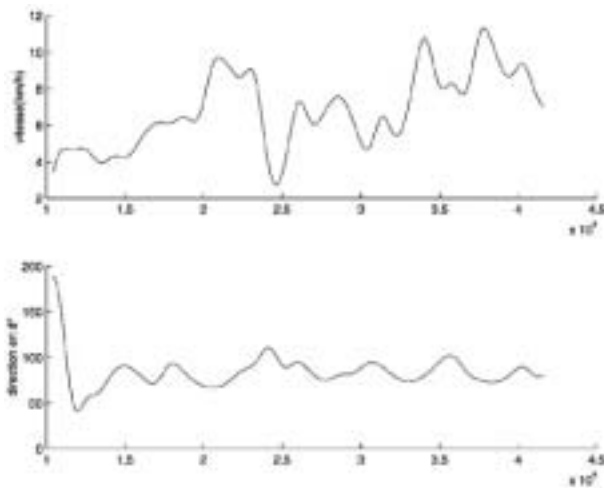


Fig. n°3 : Données de vent (Vitesse & Direction) en fonction du temps (en sec)

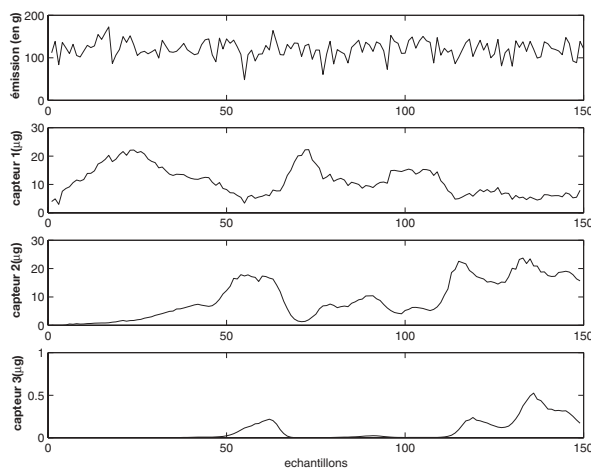


Fig. n°4 : Mesures aux capteurs en fonction du temps (T= 3 min 50)

ESTIMATION DES PARAMÈTRES DE DIFFUSION DANS L'ESPACE IMAGE

Dans bon nombre de cas pratiques, même si l'on dispose de quelques paramètres et de la connaissance des composantes du vent (U_x, U_y), on a souvent beaucoup d'incertitudes sur les paramètres qui caractérisent la diffusion. Certes, un certain nombre de travaux portant sur le cas du modèle statique de (2) ont permis d'établir des déviations standard de diffusion calculables en fonction des conditions météorologiques. Notre approche consiste ici à considérer que ces paramètres de diffusion $\theta_{mod}=[K_x, K_y]$ sont inconnus et qu'il est plus sûr de les identifier en ligne. La matrice d'évolution $A(n, \theta)$ étant de fait partiellement connue, une estimation $\hat{\theta}_{mod}$ est indispensable. Si de plus, la position de la source est inconnue, l'identification se fait alors sous l'hypothèse d'une position de source (un nœud du maillage), c'est à dire pour une valeur donnée de la matrice B. Même si aucune restriction sur le nombre de sources n'est imposée pour la suite de la méthode, l'identification dans le cas multisource augmente, par combinaison, le nombre d'hypothèses sur les positions. Nous considérons, dans la suite, le cas monosource $n_s = 1$.

L'identification est basée sur la décomposition en sous-espace bruit et sous-espace-signal à partir des valeurs propres et vecteurs propres de la matrice d'autocorrélation R_y présentée dans (14).

$$R_y = E[Y_n Y_n^T] = H_N R_s H_N^H + R_b \quad (14)$$

$$= U \text{diag}(\lambda_0 + \sigma^2, \dots, \lambda_{M+N-1} + \sigma^2) U^H + \sigma^2 V V^H$$

Cette approche suggère que les observations soient statistiquement stationnaires pour que les espérances mathématiques calculées, sous l'hypothèse d'ergodicité, dans la matrice d'autocorrélation des observations aient un sens. Cette condition sous entend donc que le modèle de dégradation du signal source, i.e. le modèle de dispersion, soit à paramètres invariants dans le temps $H_N(n)=H_N$. On vérifiera donc préalablement à l'estimation que les conditions de relative stabilité du vent soient réunies. Il est par ailleurs possible de construire plusieurs séquences d'observations stationnaires s'il est supposé que les paramètres à estimer ainsi que les données exogènes soient identiques sur les différentes séquences. (Moulines, 1995) montrent que sous réserve de la satisfaction des conditions d'identifiabilité suggérées par (Tong, 1991) (diversité des canaux impliquant que la matrice H_N soit de rang colonne plein et $N > M$) et de l'indépendance statistique de la source et du bruit, le classement des $n_c \cdot N$ valeurs propres

$$\lambda_0 + \sigma^2 \geq \lambda_1 + \sigma^2 \geq \dots \geq \lambda_{M+N-1} + \sigma^2 \geq \sigma^2 \dots \geq \sigma^2$$

et des vecteurs propres associés de la DVP de la matrice d'autocorrélation des sorties (14) permet d'isoler deux sous-espaces orthogonaux :

- l'espace source engendré par les colonnes de $U=[U_0, \dots, U_{M+N-1}]$ et dont les valeurs propres associées

sont supérieures à σ^2 . Cet espace est le même que celui engendré par les colonnes de H_N .

- l'espace bruit engendré par les colonnes de $V=[V_0^H, \dots, V_{n_c N-M-N-1}^H]$ dont les valeurs propres associées sont théoriquement toutes égales à σ^2 pour un bruit gaussien.

Les deux sous-espaces étant orthogonaux, alors $V_i^H H_N = 0$ pour tout $V_i^H \in V$, caractérisant le fait que :

$$\ker(V) = \text{Im}(H_N) \quad (15)$$

D'un point de vue calcul, il est plus pratique d'exprimer la condition d'orthogonalité en la réécrivant sous la forme scalaire équivalente :

$$\|H_N^H V_i\| = V_i^H H_N H_N^H V_i = 0, V_i \in V \quad (16)$$

Il est montré dans (Moulines, 1995) que moyennant la définition de la matrice de Sylvester multidimensionnelle V_i construite avec les éléments de $V_i = [v_{i,0}, v_{i,1}, \dots, v_{i,N-1}]^H$ tel que

$$\Psi_i = \begin{bmatrix} v_{i,0} & v_{i,1} & \dots & v_{i,N-1} & 0 & \dots & \dots & 0 \\ 0 & v_{i,0} & v_{i,1} & \dots & v_{i,N-1} & 0 & \dots & 0 \\ & & v_{i,0} & & & & & \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 0 & \dots & 0 & v_{i,0} & v_{i,1} & \dots & \dots & v_{i,N-1} \end{bmatrix} \quad (17)$$

et si $H_N(n)$ est invariant dans le temps, on a alors

$$V_i^H H_N H_N^H V_i = H^H (\Psi_i \Psi_i^H) H$$

où les canaux se ramènent à une écriture plus compacte par le vecteur $H=[h_0, \dots, h_{M-1}]^H$ contenant les n_c réponses impulsionnelles inconnues. On peut alors redéfinir la condition d'orthogonalité (16) par

$$H^H (\Psi_i \Psi_i^H) H = 0, i = 0, 1, \dots, n_c N-M-N-1 \quad (18)$$

soit encore, en généralisant à l'ensemble des vecteurs propres du sous-espace bruit :

$$H^H Q H = 0 \quad (19)$$

avec
$$Q = \sum_{i=0}^{n_c N-M-N-1} \Psi_i \Psi_i^H$$

En minimisant le critère quadratique d'orthogonalisation $J(H) = H^H Q H$ par rapport aux coefficients de la forme vectorielle de la réponse impulsionnelle H on détermine ainsi les réponses impulsionnelles recherchées. Naturellement, l'application de la méthode est sous-tendue à la connaissance de l'ordre M du système. M peut être déduit de la taille du sous-espace signal soit parce que la variance σ^2 du bruit est connue, soit parce que la rupture des deux sous-espaces est détectable par l'analyse de la distribution des valeurs propres de la matrice de covariance R_y (Gouffaud, 1996). Il est clair que la précision

de l'estimation va dépendre de l'estimation préalable de M .

Il est important de rappeler que la solution de (15) est définie à un coefficient μ près du fait que $\text{Ker}(\mu V) = \text{Ker}(V)$. Cette indétermination caractéristique des méthodes d'estimation basées sur les statistiques du second ordre nécessite de compléter l'équation par une contrainte sur le domaine de définition des paramètres à estimer. La fermeture du problème de détermination des réponses impulsionnelles, réalisée dans (Moulines, 1995) par une contrainte de normalisation des R.L., est, dans notre cas, assurée grâce aux relations introduites par la paramétrisation de la matrice $A(\theta_{\text{mod}})$. Nous ne cherchons pas ici à déterminer les réponses impulsionnelles de tous les canaux sources-capteurs, mais plutôt le vecteur de paramètres θ unifiant l'ensemble des canaux directs. Lorsque la source est localisée (B connue) l'estimation de θ est donc sous-tendue à la résolution du problème d'optimisation non linéaire en θ :

$$\hat{\theta}_{\text{mod}} = \text{Argmin}_{\theta_{\text{mod}}} J_{\theta_{\text{mod}}}(\theta_{\text{mod}}) \text{ avec } J(\theta) = H^T(\theta_{\text{mod}}) Q H(\theta_{\text{mod}}) \quad (20)$$

La solution du problème (20) fournit donc une estimation $\hat{\theta}$ des paramètres physiques du modèle, conditionnellement à une position de source.

La Table n° 1 renseigne sur la qualité de l'estimation du vecteur de paramètres $\hat{\theta}_{\text{mod}} = [K_i, K_i]$ en fonction de quelques situations typiques de placement. Il est clair que le biais est globalement sensible au rapport signal sur bruit (RSB), qui pour une variance de bruit donnée, va dépendre de la puissance du signal reçu et donc de son placement par rapport au panache. Notons que le biais sur $\hat{\theta}_{\text{mod}}$ est de plus fortement dépendant du biais sur l'estimation de la matrice d'autocorrélation R_y et donc du nombre d'échantillons présent dans la séquence d'observation (de l'ordre de 50 dans ces exemples).

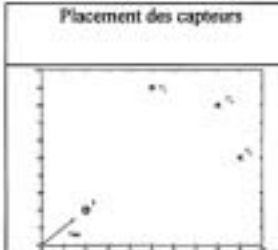
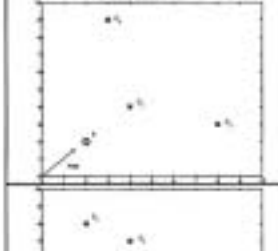
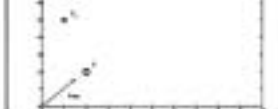
Placement des capteurs	$100 \frac{ \hat{\theta} - \theta }{ \theta }$
	22%
	50%
	127%

Tableau n°1 : Biais relatifs en fonction du placement

Le Tableau n°2 montre, pour quelques exemples de signaux sources, le biais d'estimation sur θ_{mod} . On constate que si le signal source est de faible puissance (exemple de l'impulsion isolée), le rapport signal/bruit au niveau des capteurs s'affaiblit trop (inférieur à 10 ou 15 dB) et l'erreur relative d'estimation croît.


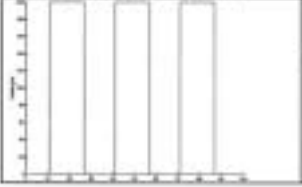
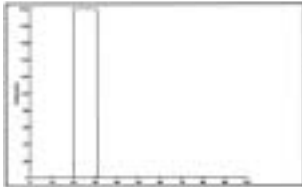
Signaux sources	$100 \frac{ \hat{\theta} - \theta }{ \theta }$
	10%
	11%
	25%

Tableau n°2 : biais relatifs en fonctions des signaux sources

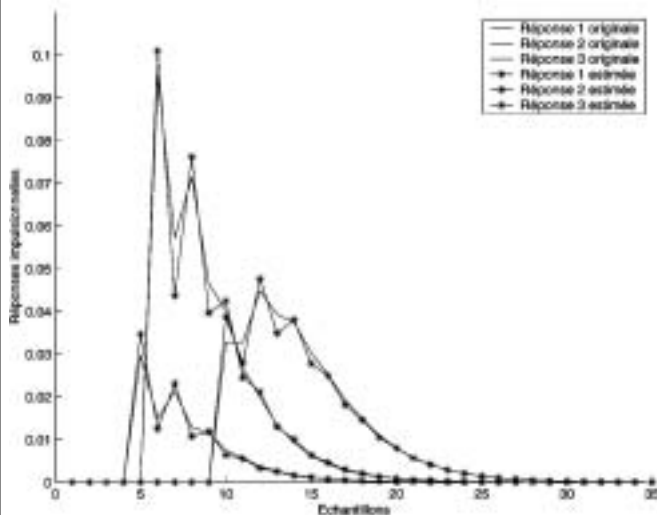


Fig. n°4 : Estimation dans l'espace image des réponses impulsionnelles des 3 canaux source-capteurs. Comparaison avec les canaux réels (ordonnées * 1e6).

La Figure n°4 montre un exemple d'estimation de réponses impulsionnelles effectué dans des conditions de simulation semblable au cas numérique de la section (II). Le vent a été considéré stationnaire autour de sa valeur moyenne.

LOCALISATION

La localisation de sources pose une problématique intéressante lorsque la dispersion est modélisée sur la base des maillages cartésiens. Son approche est en effet différente de la recherche des directions d'arrivée des ondes circulaire par une antenne rectiligne, dont un bon nombre de méthodes est recensé dans (Marcos,1999).

Le problème se résume alors à la détermination de la matrice de placement de source B. Le principe consiste à maximiser la vraisemblance de la mesure Y_n sachant le paramètre modèle $\theta_{\text{mod}}(B)$ et le signal source S_n . Devant satisfaire (11), cela est équivalent à minimiser la variance de l'erreur

$$\varepsilon(n) = (y(n) - \sum_{m=0}^M h^p_m(n) s^p(n-m))$$

qui doit tendre vers celle du bruit.

L'estimation de $\theta_{\text{loc}} = B$ sur son domaine de valeur couvrant l'espace Ω s'obtient donc par :

$$\hat{B} = \underset{B \in D}{\text{Arg min}} E[\varepsilon^T \varepsilon] \quad (21)$$

où $E[\]$ traduit l'espérance mathématique. Disposant de N observations en provenance du réseau de capteurs, ceci revient à résoudre

$$\hat{B} = \underset{B \in D}{\text{Arg min}} \{ \varepsilon_N^T \varepsilon_N \} \quad (22.a)$$

$$\text{où } \varepsilon_N = Y_n - H_N(\theta_{\text{mod}}(B), B) S_n \quad (22.b)$$

La recherche s'effectue ici dans un contexte d'estimation en deux étapes :

1. l'identification aveugle préalable du paramètre modèle $\theta_{\text{mod}}(B)$ conditionnellement à B
2. Calcul du critère quadratique de localisation (22).

La difficulté vient du fait que le signal S_n est inconnu. On s'attachera alors à estimer le signal source par déconvolution des observations d'un capteur d'indice $z \in [1..n_c]$. L'indice z peut correspondre à celui du capteur dont le rapport signal sur bruit est le plus élevé ou celui donnant l'erreur quadratique $\varepsilon_N^T \varepsilon_N$ la plus faible. On notera $H_{z,N}$ la matrice de Sylvester construite comme (13) en remplaçant dans (8) la matrice C par la ligne $C(z,:)$ correspondante au capteur z sélectionné. On peut alors construire l'inverse généralisé :

$$H_{z,N}^+ = \lim_{\alpha \rightarrow 0} (H_{z,N}^T H_{z,N} + \alpha I)^{-1} H_{z,N}^T \quad (23)$$

Notons que $H_{z,N}^+(\alpha)$ est aussi dépendante de $\theta_{\text{mod}}(B)$ et de B, ce qui n'apparaît pas dans la notation pour des raisons de simplification. Ainsi la déconvolution des observations s'écrit

$$\hat{S}_{n,z} = H_{(\alpha)z,N}^+ Y_n^z \quad (24)$$

où $Y_n^z = [y^z(n), \dots, y^z(n-N+1)]^T$

Le paramètre de régularisation α permet de réduire l'instabilité de l'inversion causée par le bruit sur Y_n .
En remplaçant S_n par $S_n(z)$, la localisation (22) s'écrit alors :

$$\hat{B} = \underset{B \in D}{\text{Arg min}} \{ \epsilon_N^T \epsilon_N \} \quad (25.a)$$

$$\epsilon_N = Y_n - H_N(\hat{\theta}_{\text{mod}}(B), B) \hat{S}_{n,z} \quad (25.b)$$

Finalement, en remplaçant (24) dans (25), on obtient :

$$\hat{B} = \underset{z, B \in D}{\text{Arg min}} \{ \epsilon_N^T \epsilon_N \} \quad (26.a)$$

$$\epsilon_N = Y_n - H_N(\hat{\theta}_{\text{mod}}(B), B) H_{(\alpha)z,N}^+ Y_n^z \quad (26.b)$$

(26) vise implicitement à faire coïncider les mesures des différents capteurs avec les observations engendrées par la source estimée par déconvolution des mesures d'un seul capteur, en l'occurrence celui pour lequel l'erreur quadratique est la plus faible. Intuitivement, on complète l'estimation à l'ordre deux par une information de phase des signaux (et donc le déphasage des filtres source-capteurs). Une autre approche consiste à adopter un raisonnement similaire au niveau de la source. En pré-multipliant par la pseudo inverse $H_N^+(\hat{\theta}_{\text{mod}}(B))$ dans (26), on obtient :

$$\hat{B} = \underset{z, B \in D}{\text{Arg min}} \{ \epsilon_N^T \epsilon_N \} \quad (27.a)$$

$$\epsilon_N = H_N^+(\hat{\theta}_{\text{mod}}(B), B) Y_n - \hat{S}_{n,z} \quad (27.b)$$

où \hat{S}_n est toujours obtenu par (24). Dans ce cas, on vise à faire coïncider le signal source estimé par filtrage inverse de tous les canaux avec le signal source obtenu par déconvolution des mesures d'un capteur privilégié, celui fournissant le meilleur RSB. Cette approche orientée source demeure assez sensible à l'instabilité de la déconvolution, en particulier si le bruit de mesure est important. Il convient alors d'effectuer une inversion α -régularisée par $H_{(\alpha)N}^+(\hat{\theta}_{\text{mod}}(B), B)$ dans (27).

Dans l'approche orientée capteurs (26), la déconvolution $H_{(\alpha)N}^+ Y_n^z$ est ensuite filtrée par $H_N(\hat{\theta}_{\text{mod}}(B), B)$, ce qui atténue l'instabilité pour le calcul du critère.

La figure (5) montre l'évaluation de $J=1/(\epsilon_N^T \epsilon_N)$ sur l'ensemble du domaine Ω , dans les conditions de simulation de la section II, et avec une précision de 500 m. La valeur maximale aux coordonnées (3000 m, 3000 m) désigne le point source.

Pour la localisation nous avons utilisé des techniques de déconvolution sans contraintes. Il est clair qu'en présence de bruit, le signal estimé peut être fortement instable, pouvant entraîner des valeurs négatives et donc non physiques du signal source. La nécessité de connaître avec précision la quantité de matière émise impose dans ces conditions, après avoir localisé, de déconvoluer sous contrainte de positivité. On pourra par exemple résoudre (28) par les multiplicateurs de Lagrange le problème sous la contrainte $v^2(k)=s(k) \forall k \in [1, N]$:

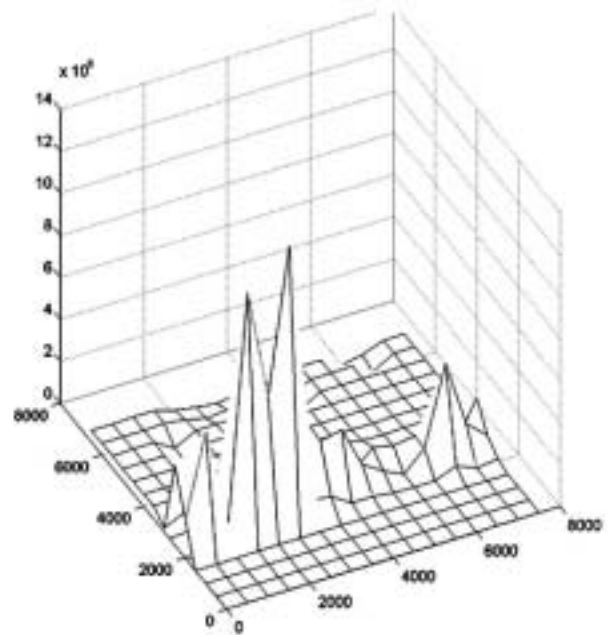


Fig. n°5 : Critère de localisation $J=1/(\epsilon_N^T \epsilon_N)$

$$\hat{S}_n = \underset{S_n, v, \lambda}{\text{Arg min}} \frac{1}{2} [Y_n - H_N S_n]^T [Y_n - H_N S_n] + \sum_{k=1}^N \lambda_k (v^2(k) - s(k))$$

où $S_n = [s^p(n), s^p(n-1), \dots, s^p(n-(N+M))]^T$. Un tel schéma de déconvolution (Thomas, 1983), (Souilah, 1993) peut s'implémenter de façon itérative par une méthode de gradient conjugué.

CONCLUSIONS

Le thème abordé dans cet article repose sur une approche d'assimilation des données géophysiques un peu particulière. Elle vise avant tout à caractériser les causes (ici une seule source) du phénomène observé avant d'en retrouver les conséquences sur un domaine d'intérêt. L'avantage réside peut-être dans le fait que si le modèle source-capteur est conforme à la réalité pour la configuration de placement des capteurs, alors l'estimation sur l'ensemble de la zone, voir la prédiction peut ensuite s'envisager in fine avec un modèle direct plus fin. La modélisation directe par le modèle d'état proposé accepte le cas multisources non stationnaire, mais pas la localisation multisources à ce stade.

BIBLIOGRAPHIE

- (Dee,1998) : DEE Dick P. and DA SILVA Arlindo M., "Data assimilation in the presence of forecast bias", *J.R. Meteorology society*, vol. 124, pp 269-295, 1998.
- (Dao,1996) : Data Assimilation Office, "Algorithm theoretical basis document version 1.01", "Tech. Rep., NASA", Goddard Space Flight Center, MD 20771, 1996.
- (Nehorai,1995) : Arye Nehorai, Boaz Porat and Eytan Paldi, "Detection and localization of vapor emitting sources", *IEEE Trans. On Signal Processing*, vol. 43, n°1, pp 243-253, 1995.
- (Delmaire,2002) : Gilles Delmaire, Régis Lherbier and Erick Carlier, "two joint estimation decision methods for pollutant source monitoring : a comparison", *EUSIP-CO2002, Toulouse*.
- (Issartel,2002) : J. P. Issartel et J. Baverel, "Adjoint backtracking for the verification of the comprehensive test ban treaty", *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, vol. 2, pp 2133-2150, 2002
- (Khapalov,1994) : A. Y. Khapalov, "localization of unknown sources for parabolic systems on the basis of available observations", *Int. J. Systems Sci.*, vol. 25 (8), pp 1305-1322, 1994.
- (Roussel, 2001) : G. Roussel, Eric Ternisien and M. Benjelloun, "Estimation d'un modèle stationnaire de dispersion et localisation de source, application à la surveillance de la pollution", *revue du Traitement du signal*, vol. 19, n° 1, pp. 37-48, 2001.
- (Marcos,1999) : Sylvie Marcos et All, "Méthodes Hautes Résolution : Traitement d'antenne et Analyse Spectrale", *Hermes*, 1999.
- (Bienvenu,1983), G. Bienvenu et L. Kopp, "Optimality of high resolution array processing using the eigensystem approach", *IEEE trans. On ASSP*, vol. 31, n°5, pp 1235-1248, oct 1983.
- (Lacoume, 1997) : J.L. Lacoume, P.O. Amblard and P. Common, "Statistiques d'ordre supérieur pour le traitement du signal", *MASSON*, 1997.
- (Scire,1990) : J.S. Scire, E. M. Insleys and R. Yamartino, "Model formulation and user's guide for the calmet meteorological model", *Tech. Rep., California Air Resource Board*, 1990.
- (Ermak,1977) : D.L. Ermak, "An analytical model for air pollutant transport and deposition from point sources", *Atmospheric Environment*, vol. 11, pp 231-237, 1977.
- (Pasquill,1982) : F. Pasquill and F.B. Smith, *Atmospheric diffusion*, Ellis Horwood Limited, 3ème édition, 1982.
- (Ternisien,2000) : Eric Ternisien, G. Roussel and M. Benjelloun, "Blind identification and source localization of dispersive SIMO model by subspace method", in *Sysid'2000, Santa Barbara, California, hune 2000, IFAC*.
- (Euvrard,1994) : D. Euvrard, "Résolution numérique des équations aux dérivées partielles", *Masson*, 3ème édition, 1994.
- (Moulines,1995) : E. Moulines, P. Duhamel, J.F. Cardoso and S. Mayrargue, "Subspace methods for the blind identification of multichannel FIR filters", *IEEE trans on Signal Processing*, vol. 43, pp 516-525, 1995.
- (Tong,1991) : L. Tong, G. Xu and T. Kailath, "A new

approach to blind identification and equalization of multipath channels", in *Proc 25th Asilomar Conf*, 1991, pp 856-860.

(Gouffaud,1996) : J. Gouffaud, P. Lazarbal and H. Clergeot, "Some properties of ordered eigenvalues of a whishart matrix : Application in detection test and model order selection", in *Proceedings of ICASSP*, 1996, vol. 5, pp 2465-2468.

(Thomas,1985) : G. Thomas, "A positive optimal deconvolution procedure", in *ICASSP'85, Tampa (USA)*, 1985, pp 651-654.

(Souilah,1993) : N. Souilah, "Contribution au problème de déconvolution optimale", *Ph D. thesis, Ecole Centrale de Lyon*, 1993.

Quelques aspects de la modélisation et de la simulation de la pollution atmosphérique

SOME ASPECTS OF AIR POLLUTION MODELING AND SIMULATION

B. SPORTISSE ⁽¹⁾

⁽¹⁾ Ecole Nationale des Ponts et Chaussées,
Centre d'Enseignement et de Recherche en Environnement Atmosphérique (CEREA),
6-8 Avenue Blaise Pascal, Cité Descartes, 77455 Champs sur Marne

ABSTRACT

The objective of this article is to illustrate some issues of air pollution modeling and simulation, especially through works held at Ecole Nationale des Ponts et Chaussées.

The evolution towards multiphase models, describing aerosol distribution with respect to size and chemical composition, makes Chemistry-Transport-Models drastically more difficult. Subgrid parameterization and more generally model reduction are therefore key topics. In a more applied context, data assimilation is a powerful tool in order to improve forecast models and emission inventories. In the near future, fully modular models (dealing with different applications ranging from photochemistry to other atmospheric pollutions) will probably be integrated in modeling platforms for the assessment of a global environmental impact (in a multi-media approach: air, soil, water).

INTRODUCTION

L'objet de ce (court) article est d'illustrer quelques aspects de la modélisation et de la simulation de la pollution atmosphérique, notamment à travers les travaux menés à l'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées ces dernières années. L'évolution vers des modèles multiphasiques représentant la distribution en taille et la spéciation chimique des aérosols conduit à une complexification drastique des modèles de Chimie-Transport. Dans le même temps, la problématique de la paramétrisation sous-maille de la physique modélisée, et plus généralement celle de la réduction de modèles, reste pour une large part ouverte. Dans un contexte plus appliqué, le recours aux approches d'assimilation de données permet d'améliorer de manière significative les performances des modèles en prévision et d'envisager une meilleure identification par exemple des émissions de polluants primaires. Enfin, l'évolution vers des outils permettant de mener à bien des études d'impact environnemental, dans une approche multi-milieux, est probablement un des thèmes émergents des prochaines années.

MODELES DE CHIMIE-TRANSPORT

La modélisation de la qualité de l'air s'appuie à présent sur des modèles eulériens tridimensionnels (Modèles de Chimie-Transport), avec une grande variété d'offre correspondant à des positionnements très variés (modèles opérationnels pour la prévision ou l'étude d'impact, plateformes dédiées à la recherche): citons, à titre d'exemples, aux Etats-Unis les modèles CAMX, STEM ou GATOR, en Europe les projets EURAD et LOTOS, en France les modèles CHIMERE, MOCAGE, MESO-NH Chimie ou POLAIR (Sportisse et al, 2002a, Sartelet et al, 2002).

Dans le même temps, des campagnes de mesure et de qualification des modèles ont été mises en place et de nombreuses bases de données de validation sont désormais ou seront prochainement disponibles. En dehors des bases de données californiennes (par exemple avec la San Joachin Valley), on peut citer en France les campagnes ESQUIF (région parisienne) et ESCOMPTE (Marseille-Fos Berre).

Le cœur de tous les modèles évoqués est la description de l'évolution en temps des concentrations chimiques dans l'atmosphère pour un jeu de forçages, notamment météorologiques, supposés donnés. Si c désigne la concentration des espèces chimiques dans la phase gazeuse (en mol/l, ppb,...), son évolution est alors régie par une équation aux dérivées partielles d'advection (par le vent)-diffusion (turbulente)-réaction. Les paramètres de forçage comprennent principalement la vitesse du vent, la matrice de diffusion turbulente, la température, le rayonnement et l'humidité relative, qui sont supposés connus. Le terme de réaction représente l'ensemble des transformations physico-chimiques "locales". Des conditions aux limites doivent bien entendu être précisées, donnant par exemple au sol les dépôts et émissions.

Au delà des problématiques de paramétrisation spécifiques (par exemple la paramétrisation du dépôt sec), la simulation numérique de ces modèles est caractérisée par quelques écueils plus ou moins classiques, mais dont le traitement peut rester délicat: raideur numérique liée à la dispersion des échelles de temps, recours à des méthodes de découplage entre processus, diffusion numérique liée au terme de transport, etc (Djouad et al, 2002, Sportisse et al, 2000a, Verwer et al, 1998).

DES MODELES GAZEUX AUX MODELES MULTIPHASIQUES

Un grand nombre de mécanismes chimiques condensés en phase gazeuse est à présent disponible (CBM4, RADM, RACM, SAPRC) pouvant inclure de quelques dizaines à quelques centaines d'espèces. Le recours à des outils performants et modulaires permettant de traiter des mécanismes chimiques différents (notamment multiphasiques) est un strict enjeu technologique ("préprocesseur" chimique), mais qui reste à mener à bien en terme d'uniformisation des standards.

Que ce soit pour décrire le couplage à la phase gazeuse (de fait d'impact limité), des propriétés radiatives ou encore les particules en tant que tel, l'extension aux aérosols de tels modèles est indispensable. Les modèles résultants sont considérablement plus complexes avec la nécessité de décrire à la fois une composition chimique et une distribution en taille. Par exemple, pour une hypothèse de mélange interne (c'est-à-dire à taille fixée une même composition de l'ensemble des aérosols) la distribution en volume d'un aérosol, notée $n(v, t)$ (v étant un paramètre de taille) est donnée par l'équation de la dynamique générale des aérosols en fonction des processus de coagulation, condensation/évaporation et nucléation...

La coagulation est donnée par le(s) noyau(x) de coagulation (fonctions des processus considérés), la condensation/évaporation par le taux de conversion gaz/particule essentiellement fixé par le déséquilibre entre la concentration gazeuse et la concentration gazeuse à la surface des aérosols. En première approche, cette concentration est donnée par un équilibre thermodynamique entre la phase particulaire et la phase gazeuse (Seinfeld et al, 1998).

En dehors de points de modélisation spécifiques (notamment la paramétrisation du flux de nucléation), un point largement ouvert est la détermination des valeurs d'équilibre thermodynamique. Comme la recherche de l'équilibre thermodynamique par une minimisation globale de l'énergie de Gibbs reste hors de portée en terme de temps calcul, les modèles utilisés s'appuient sur les équations d'équilibre thermodynamique (qui ne fournissent qu'un équilibre local). Pour les composés inorganiques et parfois crustaux, un grand nombre de modèles (modules) d'équilibre thermodynamique (Zhang et al, 1998) a été ainsi développé (SCAPE, AIM, EQUISOLV, ISORROPIA) notamment avec des paramétrisations des coefficients d'activité binaire et des approches à domaine orienté (une présélection des composés potentiellement présents étant effectuée en fonction des conditions thermodynamiques et chimiques). Notons que sur un plan numérique, le temps de calcul d'un tel module est dans un contexte tridimensionnel un facteur limitant, justifiant la nécessité d'utiliser des outils optimisés (au premier rang desquels ISORROPIA, Nenes et al, 1998).

La transition liquide/solide demeure un point difficile de la modélisation: par exemple, les équations d'équilibre thermodynamique ne fournissent pas de solution unique pour les aérosols solides, ou encore le traitement spécifique des branches de déliquescence et de cristallisation

est rarement pris en compte. Un second exemple de question encore ouverte est l'extension au cas des aérosols organiques, même si des méthodes de coefficients de partition classiques sont de fait utilisées (Bowman et al, 1997). Dans cette optique, deux approches diamétralement opposées sont envisageables: une première approche est le recours à des mécanismes gazeux complètement explicites (mais avec une limitation en terme de connaissance des données et de représentativité mathématique de modèles à millions de degrés de liberté); une seconde approche est le recours systématique à la modélisation inverse des paramètres de modèles non explicites sur la base d'un corps de données mesurées de taille croissante.

Sur un plan strictement numérique, la simulation des équations d'évolution des aérosols est délicate et fortement contrainte en temps calcul (rappelons que le terme physico-chimique du modèle de chimie-transport est à présent donné par un système d'équations aux dérivées partielles décrivant l'évolution en taille des aérosols). Une première classe de méthodes se fonde sur une description a priori de la distribution en taille sous forme de distributions log-normales (sans justification théorique de cette distribution spécifique, (Whitby et al, 1997)). Les modèles couramment utilisés sont ainsi usuellement donnés par la superposition de deux voire trois modes, centrés autour des pics "physiques" d'une distribution d'aérosols atmosphériques (mode de nucléation, mode d'accumulation, mode "grossier"). Le problème de la fermeture des équations de la dynamique des aérosols pour une telle description reste posé. Une seconde approche est fondée sur une description résolue de la distribution avec un traitement numérique ad hoc de l'équation de la dynamique des aérosols (méthodes d'éléments finis, méthodes de collocation spectrale, traitement lagrangien ou eulérien du terme de condensation/évaporation, etc.) mais avec la nécessité d'une optimisation poussée des performances numériques (Debry et al, 2001).

PARAMETRISATION ET REDUCTION DES MODELES

Les modèles de Chimie-Transport comprennent un grand nombre de degrés de liberté et sont des modèles à grande dimension. Que ce soit pour des raisons de fond (quelle est la représentativité de tels modèles?) ou plus pragmatiquement pour diminuer des temps calculs, la problématique de la réduction de modèles est cruciale.

Un premier ensemble d'approches se fonde sur la dispersion des échelles de temps des mécanismes physico-chimiques. Les processus et les variables d'état (les espèces chimiques, les composés dans les aérosols d'une taille fixée, etc.) peuvent être classés en processus lents ou rapides et le comportement "long terme" (pertinent à l'échelle de la modélisation) ne doit retenir que les composantes lentes. Cette approche sous-tend une large part de la construction des modèles qui sont de fait utilisés: elle justifie ainsi la paramétrisation des transferts de masse entre phases (la diffusion moléculaire étant jugée plus rapide que la cinétique chimique et les mécanismes de transfert,

(Sportisse et al, 2003), la réduction dynamique des schémas de cinétique chimique avec la construction des lumpings (familles) d'espèces (une partie de la cinétique chimique étant jugée plus rapide que la dispersion, (Sportisse et al, 2000b), la paramétrisation du lessivage dans et sous les nuages (les transferts entre phases étant jugés plus rapides que les cinétiques aqueuse et gazeuse, (Sportisse et al, 2002b), les modèles d'équilibre thermodynamique pour les aérosols (la condensation/évaporation étant jugée plus rapide pour les petites particules que pour les grosses), etc.

Une bonne part de ces exemples relève du domaine plus large de la paramétrisation, dont une pierre d'achoppement demeure la représentation du couplage entre chimie (non linéaire) et turbulence (effets de ségrégation par exemple).

Un second ensemble d'approches, beaucoup moins fécondes en terme de compréhension physique et qualitative du comportement des modèles mais numériquement performantes, est constitué par des représentations fonctionnelles simplifiées des modèles. L'objectif est alors de remplacer le modèle (associant des entrées à des sorties) par une simple table. Bien sûr, pour n entrées prenant leurs valeurs parmi s valeurs distinctes (correspondant à une discrétisation d'un espace continu), une telle table devrait avoir s^n composantes, ce qui n'est pas réalisable en pratique. Des méthodes fondées sur des développements multivariés en fonction des variables d'entrée permettent de répondre à ces limitations et peuvent être utilisées avec profit dans le contexte des modèles de chimie-transport (Boutahar et al, 2002).

ASSIMILATION DE DONNEES

L'utilisation des modèles de Chimie-Transport, notamment à des fins de prévision, va de pair avec la mise en œuvre de méthodes d'assimilation de données appropriées, dans un contexte d'accessibilité accrue à des données notamment d'origine satellitaire.

Une première approche est le recours à des méthodes séquentielles (filtre de Kalman et extensions) qui a été utilisé avec succès à plusieurs reprises. Une seconde approche se fonde sur les méthodes variationnelles (4D Var) et est essentiellement illustrée par les travaux d'Hendrik Elbern (Elbern et al, 1997), (Sportisse et al, 2002c). Sur un plan technologique, la construction d'un modèle adjoint pour un modèle de chimie-transport peut à présent être menée à bien avec des outils de type différenciation automatique (par exemple les projets ODYSSEE et TAPENADE de l'INRIA en France) même si un développement orienté à l'origine du modèle direct est préférable. Sur un plan plus théorique, les modèles de chimie-transport présentent une dépendance aux conditions initiales radicalement différente de celle des modèles météorologiques et l'utilisation des méthodes d'assimilation de données pour affiner les inventaires d'émission est selon toute vraisemblance une des approches les plus prometteuses.

Notons que le grand nombre de variables dans le cas de la chimie atmosphérique peut rendre indispensable l'utilisation d'approches de type réduction de l'espace de contrôle (notamment à l'aide de techniques de type EOF/POD)

VERS LES MODELES D'IMPACT

Une évolution logique des modèles de qualité de l'air, qui se sont focalisés sur la question de l'ozone troposphérique ces dernières années, est d'évoluer vers des modèles d'impact environnemental.

Ceci passe en terme d'outils par l'extension des modèles existants à d'autres fonctionnalités :

■ multi-scenarios :

Un des points clés est de bien représenter l'incertitude dans les modèles afin notamment d'obtenir des distributions de probabilité en sorties en fonction de distribution de probabilité sur les variables d'entrées. Des approches spécifiques doivent être mises en œuvre en pratique (méthodes de Monte Carlo réduites par exemple).

■ multi-polluants :

Au-delà de l'extension aux aérosols, de nombreux autres types de polluants (métaux lourds et mercure pour des émissions industrielles, pesticides pour des émissions d'origine agricole, POPS, nanoparticules) commencent à être pris en compte dans les modèles.

■ multi-échelles :

Sans parler du couplage à l'échelle globale, les outils pour l'impact devront être couplés avec des modèles d'exposition, ce qui passe notamment par un couplage avec les échelles locales, pour lesquelles la représentation de la dynamique est cruciale.

■ multi-milieux :

Les modèles de Chimie-Transport ont in fine vocation à fournir le segment atmosphérique d'une chaîne de modélisation associant des émissions à des expositions multi-milieux (air, sol, eau), la problématique des échanges entre milieux étant peu explorée à ce jour.

RÉFÉRENCES

- Boutahar et al, 2002] Boutahar J. and Sportisse B. *Reduction methods for atmospheric chemistry. Proceedings of the 6 th Gloream workshop: Global and regional atmospheric modelling, 2002, pages 133: 139.*
- Bowman et al, 1997 Bowman F.M Odum J.R Seinfeld J.H and Pandis, S.N *Mathematical model for gas-particle partitioning of secondary organic aerosols Atmos. Environ., 1997.*
- Debry et al, 2001 Debry E. and Sportisse B. *Un point sur la simulation numérique des aérosols atmosphériques. Actes du 17^e Congrès de l'Association Française d'Etudes et de Recherche sur les Aérosols (ASFERA), 2002, pages 74: 80.*
- Djouad et al, 2002 Djouad R., Sportisse B. and Audiffren N. *Numerical simulation of aqueous-phase atmospheric models. Atmos. Environ., 2002, issue 36, pages 873-879.*
- Elbern et al, 1997 Elbern H. Schmidt H. and Ebel A *Variational data assimilation for tropospheric chemistry modeling J. Geophys. Res. 1997*
- Nenes et al, 1998] Nenes A. Pandis S.N and Pilinis S. *Continued development and testing of a new thermodynamic aerosol module for urban and regional air quality models. Atmospheric environment. 1999.*

- Sartelet et al, 2002] Sartelet K., Boutahar J., Quélo D., Coll L., Plion P. and Sportisse B. Development and Validation of a 3D Chemistry-Transport Model, POLAIR3D, by Comparison with Data from ESQUIF Campaign. Proceedings of the 6th Gloream workshop: Global and régional atmospheric modelling, 2002, pages 140: 146.
- Seinfeld et al, 1998] Seinfeld J., Pandis S. Atmospheric Physics and Chemistry, 1998.
- Sportisse et al, 2000a] Sportisse B., Bencteux G., Plion P. Env. Mod. Software Method of lines versus operator splitting methods for Air Pollution Modeling. Vol 15. 2000
- Sportisse et al, 2000b] Sportisse B. Djouad R. Reduction of chemical kinetics in Air Pollution Modeling. J.Comp.Phys., 2000.
- Sportisse et al, 2002a] Sportisse B., Boutahar J., Debry E., Quélo D. and Sartelet K. Some tracks in Air Pollution Modeling. POLAIR: a numerical platform for air pollution modeling., RACSAM Journal of the Spanish Science Academy, Real Academia de Ciencias de Espana, 2002, vol 96, number 3.
- Sportisse et al, 2002b] Sportisse B. and Du Bois L. Numerical and theoretical investigation of a simplified model for the parameterization of below-cloud scavenging by falling raindrops. Atmos.Environ., 2002, issue 36, pages 5719:5727.
- Sportisse et al, 2002c] Sportisse B. and Quélo D. Data assimilation and inverse modeling of atmospheric chemistry. Invited paper for the Special issue of the Journal of Indian National Science Academy on "Advances in Atmospheric and Oceanic Sciences", 2002, Ed. Sharan M.
- Sportisse et al, 2003] Sportisse B. and Djouad R. Theoretical investigation of mass transfer for atmospheric pollutants into a fixed droplet with aqueous chemistry. Accepted for publication in Journal of Geophysical Research Atmospheres, 2003.
- Verwer et al, 1998] Verwer J.G., Hundsdorfer, W., Blom, J. Air Pollution Modeling and Simulation 1998, Numerical Time Integration of Air Pollution Models, 1998.
- Whitby et al, 1997] Whitby E.R. and McMurry P.H. Modal Aerosol Dynamics Modeling. Aerosol Science and Technology.1997
- Zhang et al, 1998] Zhang, Y. Seinfeld, J.H. Jacobson, M. Clegg, S.L. Binkowski, F.S. A comparative review of inorganic aerosol thermodynamic equilibrium modules : similarities, differences and their likely causes. Atmos. Environ. 1998

Section 6.
Sciences
Hydrologiques

**branche française
de l'association internationale
des sciences hydrologiques**

Rôle joué par la forêt sur l'hydrologie des régions Méditerranéennes Synthèse des recherches menées en France

THE HYDROLOGICAL IMPACT OF THE MEDITERRANEAN FOREST
SUMMARY OF RESEARCH CARRIED OUT IN FRANCE

C. COSANDEY¹, V. ANDREASSIAN², C. MARTIN³, J.-F. DIDON-LESCOT³,
J. LAVABRE⁴, N. FOLTON⁴, N. MATHYS⁵, D. RICHARD⁵

¹ Laboratoire de Géographie Physique, UMR 8591 du CNRS, 1 Place Aristide Briand,
F - 92190 MEUDON, France – E-mail : cosandey@cnrsv_bellevue.fr

² Cemagref, URE Qualité et fonctionnement hydrologique des milieux aquatiques,
BP 44, F_92163 ANTONY cedex – E-Mail : vasken.andreassian@cemagref.fr

³ UMR 6012 "ESPACE", Equipe GVE, Département de Géographie,
98 Boulevard Edouard Herriot, BP 3209, F - 06204 NICE cedex 3,
France – E-mail : martincl@infonie.fr et didon@ensam.inra.fr

⁴ Cemagref, B.P. 31, Le Tholonet, F - 13612 AIX-EN-PROVENCE cedex 1
E-Mail : jacques.lavabre@cemagref.fr et nathalie.folton@cemagref.fr

⁵ Cemagref, 2 Rue de la papeterie, BP 76, F - 38402 SAINT-MARTIN-D'HERES,
E-Mail : nicolle.mathys@cemagref.fr et didier.richard@cemagref.fr

ABSTRACT

In France, research on how forests affect the water balance in Mediterranean climate has been carried out mainly on three groups of Experimental Research Basins (ERB). The study sites differ in climatic, lithological, and pedological conditions, but do share a common characteristic in that each one encompasses the hydrological behaviour of a number of catchments, at least one of which is forested. During the study period, the forested catchments that underwent no change (the Draix catchments) were considered as comparative catchments, and those that were cut (the Lozère catchments) or suffered forest fires (the Réal Collobrier catchments), as experimental catchments. In each case studied, the behaviour of the forested catchment was compared to that of a control catchment. It was easier to demonstrate the forest's specific role when the study was based on the relative change in the catchment's behaviour after the forest disappeared (cuts or fire) with respect to the behaviour of the undisturbed catchment.

Included with the ERB studies are the results of research with a fundamentally different approach. The research is based on a statistical study of the inter-related development of afforestation rates and runoff characteristics for average-sized catchments (around 100 km²) in that part of the southern French Massif Central which is subject to Mediterranean rainfall conditions.

The results differ considerably from one site to another, indicating the degree of complexity of the rainfall/runoff relationship. An increase in extreme flood events could by no means be confirmed in every case. A closer look at the hydrological behaviour of the catchments cleared up the apparent inconsistencies.

INTRODUCTION

L'incidence de la forêt sur le fonctionnement hydrologique des bassins méditerranéens, que ce soit pour les crues, les étiages ou même le bilan d'écoulement annuel, est loin de faire l'unanimité. Il est vrai que cette incidence dépend d'un grand nombre de facteurs, ce qui explique la disparité – lorsque ce n'est pas la divergence – des résultats observés. Dans le Sud de la France, trois sites de BVRE (Bassins Versants Expérimentaux Représentatifs) permettent de conduire cette recherche en climat méditerranéen humide. Ces sites diffèrent par leurs conditions pédologiques et géomorphologiques, mais tous sont soumis à de fortes pluies d'automne, et parfois d'été.

La diversité des réponses observées conduit à essayer de dégager les mécanismes hydrologiques qui permettent de rendre compte des conséquences de la végétation sur le fonctionnement hydrologique des bassins versants.

SITES D'ETUDE ET CONDITIONS D'EXPERIMENTATION

Les trois sites retenus sont : celui de Draix, situé dans les marnes noires de la région de Digne, dans l'arrière pays provençal ; celui du Réal Collobrier, très proche de la côte méditerranéenne ; celui du Mont-Lozère enfin, sur les contreforts sud-est du Massif Central (Figure 1)

Ces trois ensembles de bassins versants n'ont pas été aménagés en fonction du même objectif, et l'hydrologie forestière peut ne pas avoir joué de rôle majeur dans la problématique de mise en place des bassins. Dans ces conditions il n'est pas surprenant que les études, qui ont été conduites indépendamment les unes des autres, utilisent des méthodes différentes.

Fig. 1 - Les sites de recherche en hydrologie forestière en France méditerranéenne (en gris la région des bassins étudiés dans le Sud du Massif Central)



TABEAU 1 : PRINCIPALES CARACTÉRISTIQUES DES SITES DE RECHERCHE.

NOM DU BASSIN	SUPERFICIE	OCCUPATION DU SOL	PENTE	PÉRIODE D'ÉTUDE
DRAIX				
Laval	86 ha	22 % bosquets ; 10 % herbe ; 68 % sols nus	58 %	1983-2000
Brusquet	108 ha	87 % bois ; 13 % sols nus	53 %	1983-2000
REAL COLLOBRIER				
Rimbaud	146 ha	maquis ; feu ; repousse	20 %	1968-1990 ; 1990-2000
Valescure	930 ha	maquis		1968 - 2000
MONT LOZERE				
Latte	19,5 ha	épicéas ; coupe ; repousse	20 %	1981-1987 ; 1987-1999
Cloutasses	81 ha	pelouse pâturée	10 %	1981-1999
Sapine	54 ha	hêtraie climacique	18 %	1982-1999

Les principales caractéristiques des sites de recherche sont les suivantes (tableau 1) :

- Les bassins de Draix, situés dans des terrains où les problèmes d'érosion sont très importants (marnes noires de l'Oxfordien), ont pour finalité première d'estimer le rôle protecteur de la forêt dans le cadre de travaux dits de "RTM" (Restauration des Terrains de Montagne). Le dispositif expérimental dont les résultats sont utilisés ici, consiste en un bassin reboisé à la fin du 19^{ème} siècle (le Brusquet) et un bassin non reboisé, dont le taux de couverture naturelle est faible (cf. Tab. 1). La méthode est donc celle des bassins comparatifs. Les pluies annuelles moyennes sont de l'ordre de 940 mm, avec des maxima journaliers décennaux de 80 mm, et de fortes intensités lors d'orage d'été et d'automne.
- Les bassins du Réal Collobrier ont une finalité plus large d'étude du fonctionnement hydrologique de petits bassins méditerranéens situés sur socle métamorphique (gneiss, micaschistes, phyllades) avec des sols de type ranker, généralement peu épais, ne dépassant pas 30 cm par exemple sur le sous-bassin du Rimbaud.

Après un suivi de 25 années, un incendie a notamment détruit plus des 3/4 de la couverture végétale de ce sous-bassin, fournissant l'opportunité d'une étude sur les conséquences hydrologiques de la disparition de la forêt. Les données utilisées ici sont alors celles du bassin du Rimbaud avant et après incendie, comparées avec celles du bassin non modifié du Valescure (Tab. 1). La méthode est donc celle des bassins expérimentaux, même si l'expérimentation n'a pas été vraiment volontaire... Les pluies annuelles sont de l'ordre de 1200 mm, avec des pluies journalières décennales de 150 mm, et toujours de fortes intensités.

- Les bassins du Mont-Lozère sont situés sur des sols granitiques peu épais (moins d'un mètre, le plus souvent), bien filtrants. Ils ont été conçus comme des lysimètres géants, qui devaient permettre d'établir le bilan géochimique de bassins proches, aussi semblables que possible sauf en ce qui concerne le couvert végétal : une pelouse, une hêtraie climacique et une pessière. Quel que soit le type de végétation, les sols sont bien couverts, sauf pour quelques ravines du bassin en

pelouse. Les données utilisées ici sont celles des bassins en pelouse (les Cloutasses) et en résineux (la Latte). Après 6 années de mesures, une attaque parasitaire du bassin boisé de la Latte a conduit à sa coupe à blanc. Les données obtenues sur ce bassin avant et après la coupe, sont comparées à celles du bassin témoin des Cloutasses. La méthode est celle des bassins expérimentaux. Les pluies sont ici beaucoup plus abondantes que sur les bassins précédents, en raison de l'effet orographique que subissent les vents humides d'origine méditerranéenne (le Mont-Lozère culmine à 1699 m) : les précipitations annuelles moyennes avoisinent 1950 mm et les abats d'eau en 24 heures peuvent atteindre 400 mm.

INCIDENCE DE LA FORÊT SUR LES CRUES

Les résultats concernant le rôle joué par la forêt sur le régime des crues (pointe ou volume) sont très différents d'un site à l'autre.

A DRAIX

Le premier effet du couvert végétal est l'augmentation du seuil minimal de pluie nécessaire à l'apparition d'un écoulement : les crues du bassin boisé sont moins fréquentes, et de nombreuses averses ne produisent aucun écoulement notable (Richard et Mathys, 1999).

Lorsqu'une crue se produit dans les deux bassins, on observe que les pointes de crue sont retardées d'au moins une demi-heure dans le bassin boisé du Brusquet.

Les pointes de crue sont très fortes pour le Laval, ayant atteint $23 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^2$, lors d'un épisode pluvieux de 53 mm. Or pour ce même événement, la pointe de crue dans le bassin reboisé du Brusquet n'a été que de $2,3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^2$, soit 10 fois moindres. Au-delà de cas extrêmes, la majorité des débits de pointe du bassin boisé est cinq fois plus faible que ceux du bassin déboisé du Laval. Un exemple est fourni par la crue du 27 mai 1988 (Figure 2).

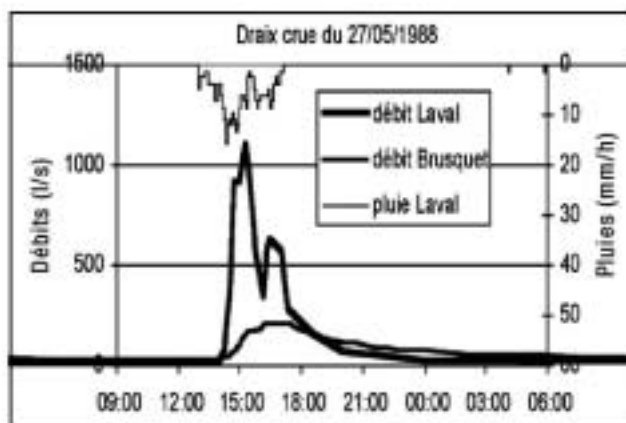


Fig. 2 - La crue du 27 mai 1988 dans les bassins de Brusquet (reboisé) et du Laval

Cette crue répond à une averse de 21 mm au Brusquet et de 22 mm au Laval en moins de 4 heures.

La pointe de crue au Laval est de $1,3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^2$ et de seulement $0,2 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^2$ au Brusquet, soit dans un rapport de 1 à 6.

Il est pourtant à noter que dans certains cas particuliers (crues du 08/09/87 et du 5/11/94), le rapport n'est plus que de 1 à 2 (Combes et al., 1994), ce qui pose le problème du rôle de la forêt dans certaines situations extrêmes.

La limitation des volumes de crue est moins importante que celle de la pointe parce que la crue est plus longue dans le bassin boisé. Dans l'exemple de la crue du 27 mai 1988, la lame écoulée est de 10,9 mm dans le bassin du Laval et de seulement 4,3 mm dans celui du Brusquet : le rapport des volumes écoulés pendant la crue est environ de 1 à 2,5 ; la réduction du volume de crue dans le bassin boisé est généralement de l'ordre de moitié.

Combes et al. (1994), attribuent ces différences de fonctionnement à la présence d'un sol forestier jouant un rôle spécifique dans la rétention de l'eau.

DANS LES BASSINS DU REAL COLLOBRIER

Un incendie de forêt, intervenu durant l'été 1990 a détruit plus de 80 % de la couverture forestière du petit bassin du Rimbaud. L'automne qui a suivi cet incendie, le comportement du ruisseau du Rimbaud est devenu fortement impulsif. Ce changement de comportement est bien visible sur la figure 3, qui met en relation les débits instantanés maximaux relevés en automne et les précipitations en 24 heures correspondantes.

Immédiatement après l'incendie, le débit maximal a atteint $7,8 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ le 9 décembre, soit un peu plus que $5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^2$, pour des précipitations ne présentant aucun

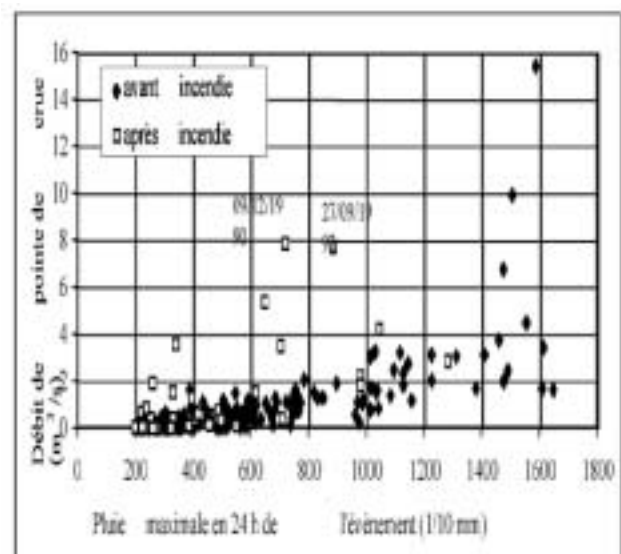


Fig. 3 - Relations en automne (septembre, octobre et novembre) entre les débits de pointe de crue (en m^3/s) et les précipitations en 24 heures (période après incendie : septembre 1990 - novembre 1994).

caractère exceptionnel, ni par leur abondance ni par leur intensité (80 mm, avec des pointes ne dépassant pas 40 mm/h pendant 6 mn). Les montées de crue ont souvent demandé moins de cinq minutes, et les décrues ont été elles-mêmes très rapides. Le caractère excessif pris par les réactions du cours d'eau aux précipitations s'explique par la production d'un ruissellement sur les versants mis à nu par l'incendie (Martin et Lavabre, 1997).

Si l'année suivante (1991-92) n'a connu qu'un seul épisode violent ($3,6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, en octobre), plusieurs crues spectaculaires se sont encore produites en 1992-93 ($7,7 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en septembre ; $3,5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en octobre ; $4,3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en novembre). Ensuite, la reprise végétale est devenue plus efficace pour amortir la réponse des écoulements aux précipitations (taux de recouvrement des surfaces incendiées par les arbustes : 15 % en août 1991, 30-35 % en août 1992 et 45-50 % en août 1993 – en s'appuyant pour partie sur les observations de Puech et al., 1994, et de Viné, 1997) : en 1993-94, le débit maximal n'a pas dépassé $2,2 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

Toutefois, de nombreux débits de crue après incendie se positionnent dans le nuage de point représentant les crues avant incendie. Diverses analyses concourent à montrer qu'en fait, ce sont les réponses aux pluies intenses qui sont particulièrement plus violentes après incendie (Lavabre et al., 1997). Les pluies de type frontal, de durée longue et de faibles intensités, génèrent des réponses de crue tout à fait comparables après et avant incendie.

Il apparaît donc que le comportement hydrologique du bassin versant n'est réellement différent après incendie que de façon très fugace lors des pluies intenses. Ce qui se traduit par une augmentation du débit de pointe de certaines crues sans qu'une augmentation sensible des volumes de crue soit discernable.

Ceci est corroboré par l'examen des bilans hydrologiques annuels sur lesquels l'impact de l'incendie de forêt est difficilement discernable et reste dans la marge d'incertitude des mesures et des modélisations utilisées

SUR LE MONT-LOZERE

Les conditions de travail très difficiles qui prévalent lors des pluies cévenoles (dangerosité des orages, fugacité des pointes de crue) empêchent d'établir des courbes de tarage totalement fiables pour les débits les plus forts. La comparaison entre les débits de pointe des bassins en pelouse (les Cloutasses) et en forêt (la Latte) n'est donc pas facile. Une tentative a pourtant été faite par Lavabre et al. (1999) qui, à partir de 48 pointes de crue sélectionnées sur 16 années d'observation, ont déterminé les débits pour les périodes de retour annuelle et décennale, en utilisant la formule de Hazen (1930). Selon ces calculs le débit de pointe annuel serait de $1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ pour le bassin de la Latte et de $1,45 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ pour celui des Cloutasses, ce qui tendrait à montrer une certaine réduction de la pointe de crue dans le bassin boisé. En revanche, la tendance change avec les débits décennaux, puisque ceux-ci s'élèveraient à $3,15 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ pour le bassin de la Latte et à $3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ seulement pour celui des Cloutasses. Si les pointes de crue semblent amorties par la forêt lors de la crue annuelle, la forêt ne jouerait plus aucun rôle lors de

la crue décennale.

La coupe de la forêt, qui intervient après 6 ans d'observation permet une autre approche, à partir de la comparaison des débits mesurés aux stations implantées sur les deux bassins versants pour deux épisodes de fortes crues, celui du 5 au 7 novembre 1984 et celui du 2 au 5 novembre 1994. Cette comparaison ne met pas en évidence une modification sensible du comportement du bassin de la Latte en fonction de la coupe des épicéas (Lavabre et al., 1999b).

Lors de l'épisode de novembre 1984 ($P = 350 \text{ mm}$ en 72 heures au poste de La Vialasse), après une réponse initiale moins marquée que celle des deux autres bassins, le bassin de la Latte (pourtant boisé) présente le plus fort débit spécifique de pointe : $2,1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$, contre $1,8 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ pour celui des Cloutasses. En novembre 1994 ($P = 431 \text{ mm}$ en 4 jours à La Vialasse, dont 408 mm du 3 au 5), la réponse du bassin de la Latte est encore très légèrement retardée par rapport aux réponses des deux autres bassins et les débits de pointe atteignent respectivement $3,1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ pour le bassin de la Latte et $3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ pour celui des Cloutasses. Or la crue de novembre 1994 est survenue bien après la coupe, dans une période qui marquait peut-être le retour du bassin de la Latte à un fonctionnement semblable à celui qu'il connaissait avant la coupe (Martin et al., 2000).

Si les pointes de crue sont difficiles à connaître, en revanche les volumes de crue sont souvent convenablement mesurés. Un simple graphique de double cumul établi à partir des volumes journaliers écoulés lors des fortes crues par les bassins de la Latte (avant et après la coupe) et des Cloutasses (considéré comme témoin) peut donner des informations sur une éventuelle modification de la relation entre les deux bassins. Ce graphique est basé sur les données des jours où le bassin des Cloutasses a écoulé une lame d'eau supérieure à 30 mm (Figure 4). Des écoulements de cette importance se produisent en moyenne moins de 8 fois par an, mais assurent plus du cinquième des écoulements (21,8 % – Martin et al., 2000).

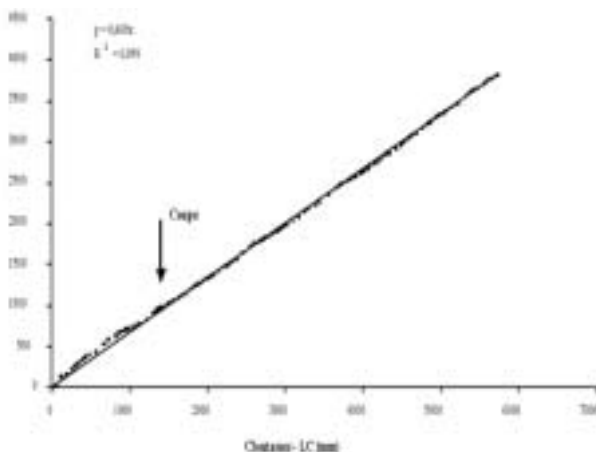


Fig. 4 - Double cumul des lames d'eau écoulées par les bassins de la Latte et des Cloutasse lors des très fortes crues.

Cette figure ne montre pas de cassure qui indiquerait un changement de fonctionnement du bassin de la Latte en relation avec la coupe. Ce résultat se retrouve en utilisant un seuil plus faible, puisqu'une étude du même type, menée sur des débits dépassant 20 mm/jour dans le bassin de la Latte, aboutit à des conclusions identiques (Cosandey et al., 2000).

Ainsi la coupe des épicéas du bassin versant de la Latte n'aurait pas entraîné d'augmentation des écoulements lors des fortes crues. Ceci est le fait de la forte perméabilité des sols et des processus spécifiques de formation des crues (Cosandey, 1994).

Il est à noter que les travaux de Cognard-Plancq et al. (2001) aboutissent à des conclusions différentes, à savoir que la coupe de la forêt aurait provoqué une augmentation des débits de crue de 9 à 13 %. Toutefois l'approche par modélisation globale des relations pluies-débits utilisée ne permet pas de distinguer fortes et faibles crues.

Il n'est donc pas étonnant que, du fait de l'impact très fort de la coupe sur les faibles crues (résultant de la diminution des pertes par interception dont on a montré toute l'importance, Cosandey et al. 2001), cette approche fasse ressortir une tendance globale à l'augmentation des écoulements pour l'ensemble des crues.

LE RÔLE DE LA VEGETATION FORESTIERE SUR L'ABONDANCE ANNUELLE DES ECOULEMENTS

A DRAIX

La problématique qui a guidé l'installation des bassins de Draix était celle de l'étude de l'érosion, et la métrologie est essentiellement orientée vers l'observation des événements extrêmes. La mauvaise qualité des mesures de basses eaux ne permet pas d'estimer avec fiabilité les lames d'eau écoulées à l'échelle de l'année hydrologique.

On a vu pourtant que les écoulements de crue étaient beaucoup plus importants dans le bassin non boisé, et il est clair que l'eau retenue dans le bassin boisé est utilisée pour l'alimentation en eau de la forêt, donc perdue pour

l'écoulement. Par ailleurs, les observations de terrain montrent que la période sans écoulements est plus courte dans le bassin du Laval, mal couvert, que dans celui du Brusquet, reboisé. Ces observations qui peuvent paraître surprenantes, s'expliquent par la combinaison de deux processus différents.

Si les tarissements sont plus longs dans le bassin forestier dont les sols sont plus épais, les pluies donnant lieu à un écoulement sont beaucoup plus nombreuses dans le bassin non boisé, du fait de la faible perméabilité comme de la faible capacité de rétention des sols.

Une tentative pour combler les lacunes ou corriger les mesures douteuses a pourtant été menée par Poinard (2000), qui a reconstitué les débits annuels pour 2 années caractéristiques. Sa conclusion est que les déficits d'écoulement sont un peu plus élevés - de 5 à 10 % de la pluie incidente - pour le bassin en forêt.

En définitive, bien qu'aucune estimation fiable des différences ne puisse être avancée, les observations conduisent à conclure que dans le bassin boisé de Draix, les pertes par évapotranspiration sont plutôt plus fortes et les écoulements annuels plus faibles que dans le bassin déboisé, bien que cette différence reste minime.

DANS LE BASSIN DU REAL COLLOBRIER

L'étude de l'influence de l'incendie du bassin du Rimbaud est menée par plusieurs approches statistiques et de modélisation pluie-débit (modèles GR). Ces différentes approches sont basées sur la comparaison des écoulements observés après l'incendie avec ceux établis pour la même période à partir d'équations ou de modèles basés sur des relations calculées avant l'incendie entre les pluies et les écoulements du bassin du Rimbaud ou entre les écoulements du bassin du Rimbaud et de celui non incendié de Valescure (Lavabre et al., 2000b).

Toutes les modélisations, que ce soit au pas de temps annuel (Figure 5), au pas de temps mensuel et au pas de temps journalier indiquent une augmentation des écoulements après incendie.

En se fondant sur ces analyses, on pourrait estimer à

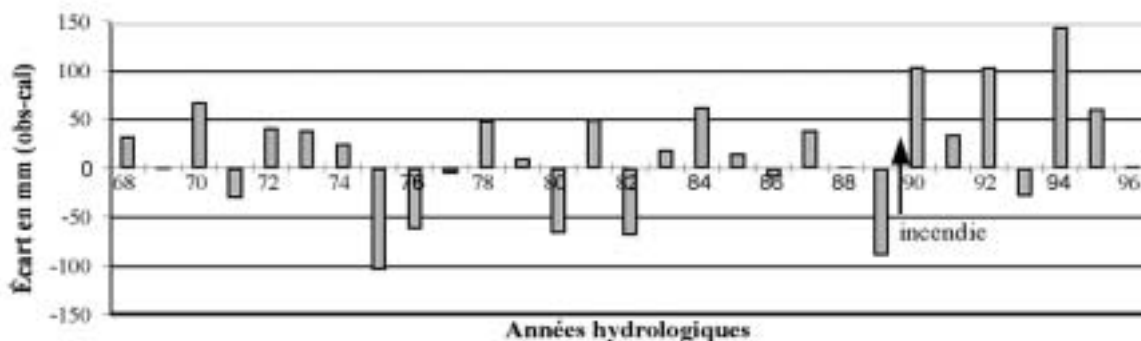


Fig. 5 - Écarts entre les écoulements annuels du bassin versant du Rimbaud observés et calculés à partir de la relation pluie-écoulement du bassin du Rimbaud (relation calée avant l'incendie)

100 mm environ le supplément d'écoulement durant les trois années après incendie (ce qui représente une augmentation de l'ordre de 15 %). Il importe pourtant de noter que, ces résultats s'appuient sur le seul pluviographe du bassin du Rimbaud, dont la stationnarité semble devoir être mise en cause: il est probable que la destruction par le feu du couvert végétal autour de l'appareil a provoqué une diminution de son pouvoir de captation (Lavabre et al., 1999a). La comparaison des précipitations enregistrées par le pluviographe du Rimbaud avec celles indiquées par les autres pluviographes du réseau du Réal Collobrier, ne permet pas de trancher (Fourcade, 2001). Mais si, au lieu des pluies mesurées sur le bassin du Rimbaud, on prend comme référence celles mesurées sur le bassin témoin du Valescure, l'augmentation des débits apparaît beaucoup moins nette.

En conclusion, on peut écrire que sur le bassin versant du Rimbaud, qui est constitué de roches très massives et dispose d'une capacité de stockage en eau extrêmement réduite, les conséquences de l'incendie sur les écoulements annuels sont modestes et se situent dans la marge d'incertitude des méthodes utilisées et des incertitudes météorologiques.

SUR LE MONT-LOZERE

Si l'on compare les écoulements annuels des bassins avant et après la coupe forestière (en année hydrologique, de juillet à juin), on observe une modification sensible après la coupe, comme le montre la figure 6.

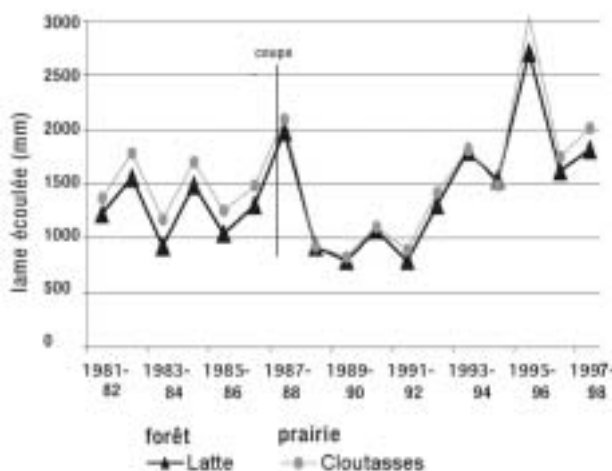


Figure 6 - Ecoulements comparés des bassins de la Latte et des Cloutasses avant et après la coupe.

Avant la coupe, les écoulements des bassins de la Latte sont systématiquement inférieurs à ceux du bassin des Cloutasses. Après la coupe, ils sont confondus ou très proches pendant huit années, ce qui veut dire que les écoulements du bassin de la Latte ont augmenté en valeur relative. Ensuite, il semble que les écoulements redeviennent plus faibles pendant les trois dernières années de mesures. Cette tendance, s'observe aussi clairement sur un gra-

phique de double cumul entre les débits journaliers du bassin de la Latte et ceux du bassin de référence des Cloutasses (Figure 7).

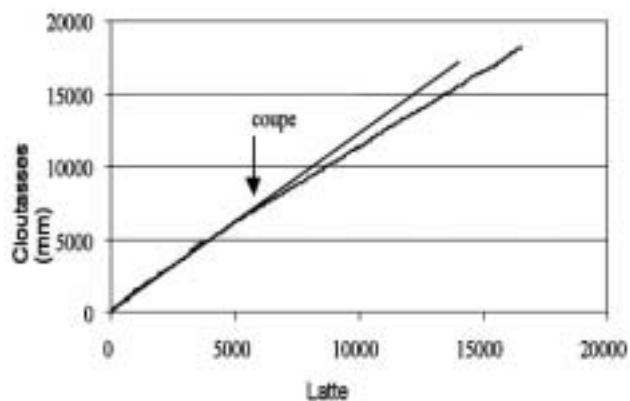


Fig. 7 - Double cumul des lames d'eau écoulées mensuelles (mm) des bassins versants de la Latte et des Cloutasses sur la période juillet 1981/décembre 1998.

Les écoulements mesurés après la coupe sont supérieurs à ceux prévus à l'aide de la régression établie à partir des données recueillies avant la coupe (Martin et al., 2000). Des investigations portant sur les déficits d'écoulement aboutissent à des résultats du même ordre (Cosandey, 1993 ; Didon-Lescot, 1996), de même que des approches par un modèle conceptuel global (le modèle GR, Cognard-Plancq et al., 2001).

En prenant pour référence, non plus le bassin des Cloutasses, mais celui, un peu plus éloigné, de la Sapine (occupé par une hêtraie non modifiée pendant la période d'étude), on aboutit également à des écarts positifs entre, d'une part, les valeurs mesurées et, d'autre part, celles calculées correspondant au fonctionnement antérieur à la coupe. Mais ces écarts se révèlent plus faibles, puisque l'augmentation de l'écoulement annuel ne serait plus que de l'ordre de 5 %.

Cet écart, qui ne s'observait pas pour les très fortes crues (cf. plus haut), s'explique par une augmentation du débit des crues moyennes et faibles, du fait de la diminution des pertes par interception.

ETUDES MENEES DANS LE SUD DU MASSIF CENTRAL

Il peut être intéressant de compléter cet exposé par le résultat d'une recherche (Andréassian et al., 1999 ; Andréassian, 2002) qui n'a pas été conduite sur des bassins expérimentaux, mais qui a également porté sur les conséquences de la forêt sur le comportement hydrologique des bassins versants, en prenant en compte un plus grand nombre de bassins de superficie plus importante (Tab.2) et une longue période d'observation (de 20 à

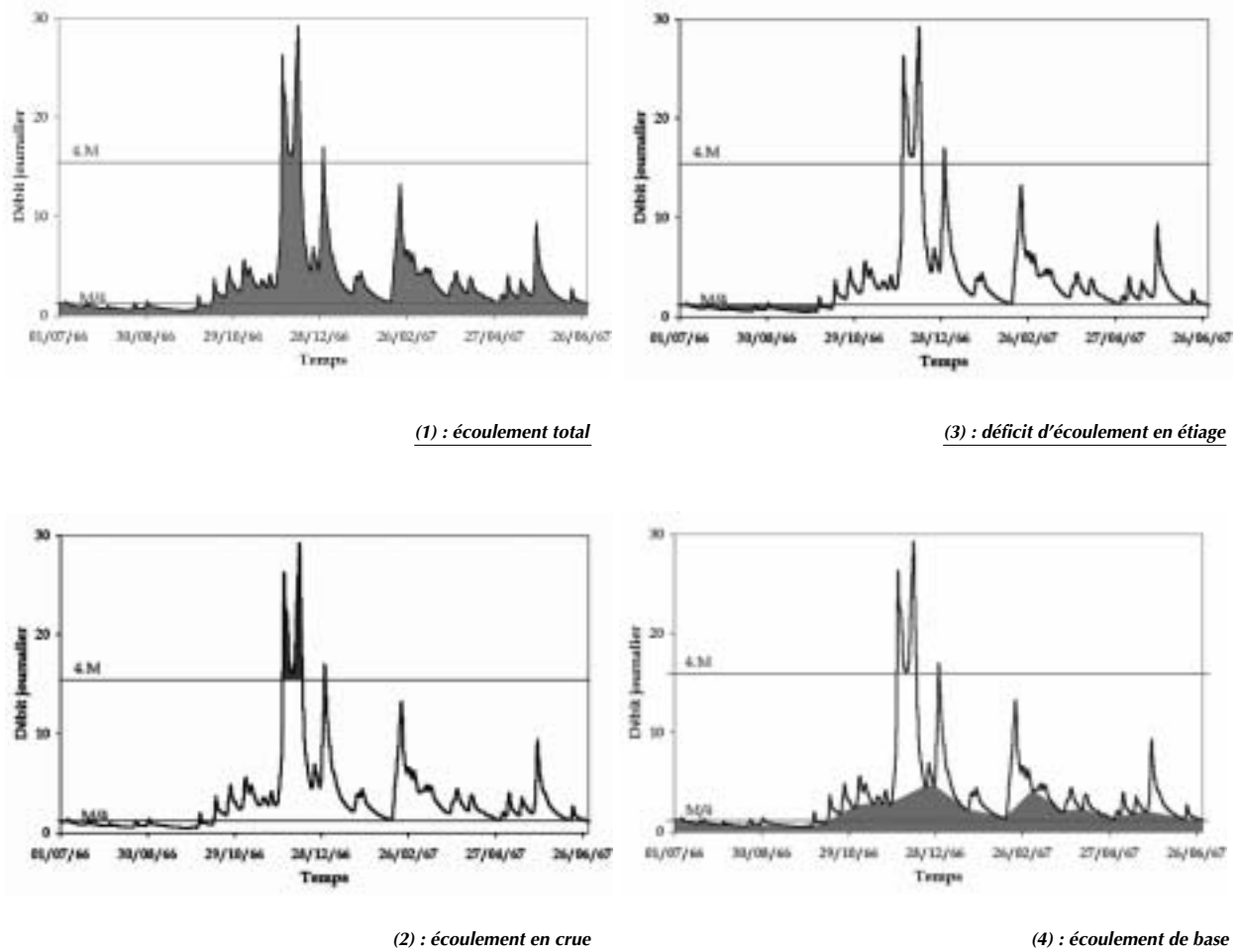


Fig. 8 : hydrogramme présentant les lames d'eau correspondantes à chacune des variables hydrologiques retenues.
 Les deux lignes horizontales représentent respectivement les seuils retenus pour définir les crues (4 fois le module) et les étiages (un quart du module).

30 ans au moins au cours de la période 1960-1996). Les 14 bassins versants étudiés sont tous situés sur la bordure sud du Massif Central (Figure 1). Leur climat méditerranéen présente cependant un caractère nettement montagnard. Cette recherche s'est intéressée à quatre variables hydrologiques représentatives du comportement hydrologique d'un bassin versant. Ces variables sont les suivantes (voir Figure 8) :

- 1. l'écoulement total ;
- 2. l'écoulement en crue (défini comme le volume écoulé au-dessus d'un seuil égal à 4 fois le module de l'écoulement) ;
- 3. l'écoulement en étiage (défini comme le déficit d'écoulement au-dessous d'un seuil égal à un quart du module de l'écoulement) ;
- 4. l'écoulement de base (l'indice considéré correspond au rapport entre l'écoulement de base calculé par la méthode de L'vovitch (1979) et l'écoulement total).

L'étude menée sur la bordure Sud du Massif central a consisté à analyser conjointement l'évolution des surfaces boisées et celle des quatre variables hydrologiques :

- Les tendances au sein des quatre variables hydrologiques ont été détectées par le test de non-stationnarité présenté par Andréassian (2002), en se fixant un seuil de significativité de 5 %.
- L'évolution du couvert forestier a été déterminée à partir de l'étude de photos aériennes et des données de l'Inventaire Forestier National (méthode présentée par Muraz, 1999).

L'ensemble des bassins versants considérés montre une tendance à l'accroissement du couvert forestier, en terme de surface comme de densité. Cette évolution n'appelle pas de commentaire spécifique, dans la mesure où elle correspond à la tendance lourde de déprise agricole et de reprise forestière que connaît l'ensemble du Massif Central. Pour ce qui est du comportement hydrologique, les tendances sont bien moins nettes (Tab. 2) :

**TABLEAU 2 - TENDANCES OBSERVÉES DANS LA RELATION PLUIES-DÉBITS
 POUR LES 14 BASSINS VERSANTS ÉTUDIÉS DANS LE SUD DU MASSIF CENTRAL**

Bassin versant	surface du BV (km ²)	Evolution moyenne du couvert forestier sur la période		Tendance apparente pour chacune des variables hydrologiques			
		en surface terrière (m ² /ha/an)	du volume de bois (m ³ /ha/an)	1 écoulement total	2 écoulement en crue	3 déficit d'écoulement en étiage	4 écoulement de base
Goudeche à la Cépède	10	+ 1.28	+ 0.17	o	o	o	o
Rieumalet au Pont-de-Montvert	20	+ 0.35	+ 0.05	o	o	o	+
Mirals à Rhunes	12	+ 0.85	+ 0.11	-	o	o	o
Briançon à Cocurès 2	25	+ 0.13	+ 0.01	o	o	-	+
Brèze à Meyrueis	36	+ 0.67	+ 0.08	-	o	+	-
Dourbie au Mazet	43	+ 0.73	+ 0.04	o	o	o	o
Agout à Fraisse	48	+ 2.94	+ 0.37	o	o	o	+
Gardon de Saint-Martin à la Roquette	31	+ 0.10	+ 0.03	o	o	o	o
Gardon de Saint-Germain à la Bastide	31	+ 0.07	+ 0.05	o	o	o	o
Gardon de Sainte-Croix à Gabriac	33	+ 0.08	+ 0.01	o	o	o	o
Herault à Valleraugue	46	+ 0.14	- 0.07	o	o	o	-
Gardon d'Alès à la Farelle	30	+ 0.04	+ 0.01	o	o	-	o
Tarn à Fontchalette	67	+ 0.49	+ 0.06	+	o	o	o
Gagnière à Banne	55	+ 0.97	+ 0.07	-	o	+	-

+ : augmentation. - : diminution. o : peu de modification.

- Pour ce qui est de l'écoulement total, seulement 4 bassins montrent une tendance significative au seuil retenu. Cette tendance est négative dans 3 cas sur 4, ce qui correspond à l'évolution attendue suite au reboisement d'un bassin versant (Bosch et Hewlett, 1982).
- Pour ce qui est de l'écoulement en crue, aucun bassin ne montre de tendance significative. A court terme (une trentaine d'années), le reboisement de ces petits bassins versants du Sud du massif central ne semble donc pas capable d'avoir un effet sur les crues. Il faut rappeler que nous nous trouvons ici dans la zone Cévennes-Montagne Noire, où les crues sont la conséquence d'événements pluvieux très violents, sur lesquels les hydrologues s'accordent pour dire que le couvert végétal n'a qu'un rôle négligeable (Cosandey et Robinson, 2000; Cosandey, 1990).
- Pour ce qui est de l'écoulement en étiage, seuls 4 bassins montrent une tendance significative au seuil retenu. Cette tendance est positive dans 2 cas (aggravation de la sévérité de l'étiages), et négative dans 2 cas. On ne peut donc rien en conclure sur l'effet de l'évolution du couvert forestier.
- Pour ce qui est de l'écoulement de base, 6 bassins montrent une tendance significative. A nouveau, les tendances se répartissent à égalité dans un sens et dans l'autre, et on ne peut donc rien en conclure sur l'effet de l'évolution du couvert forestier.

En conclusion, il apparaît que cette étude n'a pas permis de mettre en évidence une relation simple entre les volumes d'écoulement annuel et la modification du couvert végétal dans la zone Cévennes-Montagne Noire. On peut

expliquer cet état de fait par les incertitudes qui demeurent assez fortes tant sur l'estimation des surfaces boisées que sur celle des tendances hydrologiques (notamment en raison de l'incertitude relative à l'estimation de la pluie de bassin versant). Il peut aussi dénoter un impact limité de la forêt sur le fonctionnement hydrologique des bassins versants étudiés.

QUE CONCLURE DU RÔLE HYDROLOGIQUE DE LA FORET EN CLIMAT MEDITERRANEEN ?

COMPLEXITE DES RESULTATS OBTENUS

Si l'on se rapporte strictement à l'ensemble des résultats acquis lors des différentes études exposées plus haut, on note :

POUR CE QUI EST DE L'ABONDANCE DES ÉCOULEMENTS ANNUELS

La coupe à blanc de la forêt augmente les écoulements annuels d'environ 10 % sur les bassins du Mont-Lozère dans les premières années qui suivent la coupe (mais seulement 5 % si l'on change de bassin de référence). Ce résultat rejoint les observations effectuées sur d'autres bassins de par le monde, largement exposés par ailleurs (Bosch et Hewlett, 1982; Lavabre et al., 2000a). Sur les bassins du Réal Collobrier, une tendance identique semble se manifester après le feu, mais la certitude n'est pas acquise. Enfin, à Draix, même si les estimations manquent de précision, il semblerait que la présence de la forêt diminue les écoulements.

Par ailleurs, on a vu que l'augmentation observée du couvert forestier depuis un demi-siècle sur la bordure sud du Massif Central ne modifie pas de façon sensible les écoulements annuels. Notons pourtant qu'il s'agit de bassins versant de taille nettement supérieure à celle des bassins de recherche, et qu'ils n'ont pas subi de changement brusque et total de l'occupation de l'espace.

POUR CE QUI EST DES CRUES

Les résultats obtenus à Draix sont très explicites sur ce plan. Les volumes de crue du bassin forestier sont inférieurs de moitié à ceux du bassin non couvert. Les débits de pointe de crue, dans la gamme des fréquences courantes, sont encore plus affectés, puisqu'ils sont réduits dans un rapport de 1 à 5.

Sur le Réal Collobrier, l'incendie du bassin du Rimbaud a entraîné une augmentation très nette des débits de pointe de crue les premières années après l'incendie. mais cette augmentation s'est avérée de courte durée.

Sur le Mont-Lozère, en revanche, aucune modification des débits de pointe de crue n'a été mise clairement en évidence après la coupe pour les fortes crues. Ce sont les débits moyens qui ont été sensiblement augmentés.

Ainsi synthétisés, les résultats obtenus peuvent apparaître peu concordants, voire contradictoires, et amener à penser qu'il est bien difficile de conclure quant au rôle hydrologique de la forêt. Cette impression est d'autant plus forte que des études différentes, parfois menées par les mêmes auteurs, portant sur les mêmes expérimentations quand ce n'est sur les mêmes jeux de données, peuvent aboutir à des résultats pas toujours concordants.

Pourtant, loin d'être opposés, les résultats des recherches rapportées sont complémentaires et leurs apparentes contradictions ne font que mettre en évidence la complexité des relations pluies-débits. Ils ne peuvent se comprendre sans prendre en compte les rôles spécifiques que jouent la nature et l'épaisseur des sols, le type de végétation (lorsque le bassin de référence n'est pas forestier), les conditions climatiques... qui conditionnent à la fois l'évapotranspiration (donc les écoulements annuels) et la forme comme le volume des crues.

RÔLE DE LA FORÊT DANS LES RELATIONS PLUIES-DEBITS ; CONSIDERATIONS THEORIQUES ET DISCUSSION.

RÔLE DE LA FORÊT SUR L'ABONDANCE DES ÉCOULEMENTS ANNUELS

La forêt intervient sur l'évaporation à partir de deux processus essentiels : d'une part, une meilleure utilisation des réserves hydriques en été et, d'autre part, la perte par interception d'une partie des pluies incidentes.

L'utilisation plus grande de la réserve hydrique sous forêt suppose des sols assez profonds (sinon, tout le sol est colonisé par les racines, même en cas de végétation de prairie ou de buissons), mais aussi un déficit hydrique (ETP - P) important pendant l'été (sinon, une faible réserve hydrique suffit à satisfaire la demande en eau des plantes), ce qui est le cas en climat méditerranéen. Dans les régions étudiées,

si le déficit hydrique d'été est élevé, les sols sont, sauf très localement, peu épais, ce qui ne permet pas une forte évapotranspiration d'été.

Les pertes par interception, quant à elles, sont d'autant plus fortes que les pluies sont abondantes, peu intenses et fréquentes. Si la première condition est assez bien remplie dans les régions étudiées, puisqu'on a des totaux pluviométriques qui en moyenne dépassent toujours 900 mm/an, les fortes intensités des averses méditerranéennes sont peu favorables aux pertes par interception. Les conditions pédologiques et climatiques ne sont donc pas celles dans lesquelles les écarts dans les valeurs d'évapotranspiration, et donc d'écoulement, entre végétation forestière et végétation basse ont tendance à se creuser.

Enfin, il faut remarquer que les travaux portant sur les conséquences de la forêt sur les écoulements montrent en général que les coupes partielles n'ont que peu d'influence sur l'évaporation, même dans les situations où les coupes totales en ont de sensibles. La raison en est que l'interception demeure globalement forte et que l'évaporation est favorisée, le vent circulant mieux à travers une forêt ouverte. Il n'en est pas de même lors de la croissance d'une jeune forêt après une coupe à blanc, du moins tant que sa taille ne lui confère pas un pouvoir d'interception élevé et une rugosité suffisante pour assurer une forte turbulence de l'air et donc une bonne utilisation de l'énergie advective. Mais des situations aussi tranchées ne sont pas identifiées en tant que telles dans les études menées ici.

Il n'est donc pas surprenant que les travaux d'Andreassian dans le sud du Massif Central, n'aient pas réussi à mettre en évidence une relation simple entre les volumes d'écoulement annuel et la modification du couvert végétal. Et si une tendance semble pourtant apparaître lors des études en bassin versant, qui va dans le sens d'un écoulement plus fort en faveur des bassins non forestiers, elle n'est que faible (10 % de l'écoulement annuel) quand elle est avérée.

RÔLE DE LA VÉGÉTATION FORESTIÈRE SUR LES CRUES

Les crues sont liées à une circulation rapide de l'eau sur les versants, que cette circulation soit strictement superficielle (on parle de ruissellement) ou par transmission de pression dans l'épaisseur du sol et exfiltration rapide de la nappe dans le cours d'eau. Lorsque les processus résultent des circulations souterraines profondes, le type de végétation n'intervient guère. Il influence en revanche la formation du ruissellement, comme on va le voir.

On distingue classiquement deux types de ruissellement : d'une part, le ruissellement par refus d'infiltration d'un sol non saturé ("excess infiltration overland flow", qu'on traduit en français par "ruissellement par dépassement d'un seuil d'infiltration") et, d'autre part, le refus d'infiltration d'un sol saturé ("excess saturation overland flow", soit "ruissellement par dépassement d'un seuil de saturation"). Cette distinction présente pourtant l'inconvénient de ne pas faire la différence entre le ruissellement dit "hortonien", pour lequel la modestie de l'infiltration est liée à une très faible perméabilité intrinsèque des sols, et le ruissellement résultant de l'évolution - parfois très rapide de

l'état de surface de sols mal protégés par la végétation sous l'impact des gouttes de pluie (évolution des OPS). Il faut en outre noter que la forêt modifie les caractères hydrodynamiques des sols forestiers en agissant à la fois sur leur structure et sur leur stabilité à différentes échelles, soit directement, soit indirectement. Or ces sols forestiers sont une composante essentielle du comportement hydrologique des bassins versants forestiers lors des crues. Comme ils peuvent mettre très longtemps à se constituer, les effets d'un boisement ou d'un déboisement peuvent être limités par le fait que la nature du sol n'a pas changé. Une déforestation, si elle ne s'accompagne pas de mise en culture ou d'érosion des sols, ne provoque pas forcément une aggravation significative des crues, surtout lorsque la végétation de remplacement s'installe rapidement et densément. C'est bien ce qui s'observe sur le Mont-Lozère, il est vrai dans des conditions pluviométriques (précipitations très abondantes qui minimisent le rôle atténuateur de la forêt sur les crues) et pédologiques (sols extrêmement filtrants qui empêchent l'apparition du ruissellement par dépassement du seuil d'infiltration) assez particulières.

SUR LES VOLUMES DE CRUE

Dans tous les cas, l'interception d'une partie de la pluie incidente par la végétation forestière (interception plus importante pour la forêt que pour tout autre type de végétation) diminue d'autant la pluie qui arrive au sol. Mais l'interception est proportionnellement plus faible lors de fortes pluies, qui sont justement celles qui provoquent les crues : dans le cas du Mont-Lozère, l'effet de la forêt est limité pour les très fortes crues, alors qu'il est avéré pour les écoulements plus faibles.

Lorsque le ruissellement générateur des crues présente un caractère hortonien, avec des sols très peu perméables, la forêt modifie la structure du sol, améliorant ses capacités d'infiltration. Mais ces caractéristiques restent acquises indépendamment du couvert végétal, et le sol peut les conserver longtemps après déboisement.

Lorsqu'il s'agit de ruissellement généré par des évolutions des états de surface (OPS), les arbres, et leur litière, ne protègent pas mieux que d'autres types de végétaux couvrant bien le sol. En revanche, si la coupe de la forêt laisse le sol à nu (ce qui n'a pas été le cas sur le Mont-Lozère) ou si l'incendie détruit complètement la végétation (ce qui a été le cas pour le Rimbaud), le sol mal protégé est soumis à une modification des OPS, ce qui peut favoriser le déclenchement d'un ruissellement qui ne se produisait pas avant. Le fonctionnement très impulsif du bassin du Rimbaud immédiatement après l'incendie pourrait s'expliquer, au moins en partie, par l'évolution des OPS. Lorsqu'il s'agit de ruissellement par saturation à partir d'une remontée de nappe, le type de couvert n'intervient pas directement sur la progression des surfaces saturées pendant la durée des pluies - et donc pas davantage sur le coefficient de ruissellement -. Mais le type de couvert peut jouer sur l'état des réserves hydrologiques par l'intermédiaire de l'interception, laquelle est susceptible de réduire la quantité d'eau qui s'infiltré jusqu'à la nappe.

Par ailleurs, l'installation d'une forêt s'accompagne souvent d'une reprise d'érosion des cours d'eau, liée à la diminution de la charge sédimentaire en provenance des versants ; le lit peut alors s'enfoncer si les conditions géomorphologiques s'y prêtent (Bravard, 1993). Or un enfoncement du lit contribue au rabattement de nappe, et peut ainsi limiter l'extension des surfaces saturées, donc l'importance des crues qu'elles peuvent générer.

SUR LES POINTES DE CRUE

Pour un bassin versant donné, l'importance des pointes de crue dépend de la vitesse de circulation de l'eau sur les versants. Or l'on considère souvent que la végétation forestière freine la circulation du ruissellement, et ralentit donc les temps de concentration. Ce ralentissement n'est pourtant pas plus efficace, sinon moins, que celui exercé par d'autres types de végétation, prairie notamment. Là encore, la différence essentielle se situe entre sol nu et sol végétalisé, plus qu'entre un type de végétation et un autre. Lorsque les transferts d'eau résultent essentiellement de processus de subsurface, on peut penser que les sols forestiers, généralement très perméables en raison de leur structure, peuvent favoriser les transmissions de pression et/ou les vitesses de circulation de l'eau dans le sol. Cependant tous les auteurs ne sont pas d'accord sur ce point (Rawling et al., 1997).

Enfin, la mise en place de la forêt favorise la reprise de l'érosion linéaire, du fait de la réduction de la charge solide des cours d'eau. Dans certaines conditions géomorphologiques, cette évolution est susceptible d'entraîner une accentuation de la pente longitudinale des thalwegs. L'évacuation plus rapide des crues qui en résulte (Arnaud-Fassetta et al., 1993) peut jouer un rôle dans les vitesses de concentration en aval.

DISCUSSION

Il ressort de ces différents exposés que, si dans certaines conditions la forêt semble devoir diminuer les pointes de crue, il apparaît bien que, dans d'autres, elle semble ne pas avoir d'effet, au moins par rapport à un autre type de végétation en bon état, et couvrant bien le sol.

En fonction de ces considérations, il est facile de comprendre la diversité des résultats obtenus.

Tout d'abord, il importe de noter que le protocole expérimental n'est pas le même dans les trois bassins. Dans les cas du Mont-Lozère et du Réal Collobrier, il s'agit de déboisement, ce qui veut dire que le sol forestier initial existe, et continue de jouer un rôle hydrologique. Ce sol forestier n'existe pas pour le bassin non boisé de Draix. Enfin, un incendie de forêt n'est pas une coupe : le premier laisse le sol complètement nu et peut en outre s'accompagner de modifications de la surface du sol résultant des fortes températures ; le second laisse un sol protégé par les branchages des arbres coupés, dont seuls les troncs ont été exportés. Un écoulement superficiel, résultant de la fermeture de la surface du sol sous l'impact des gouttes de pluie, peut se produire dans le premier cas. Il n'a guère de facilités pour le faire dans le second.

Ensuite, les pluies et les crues ne sont pas les mêmes. En dépit d'abats d'eau beaucoup plus forts sur le Mont-Lozère (les maximums journaliers observés approchent 400 mm ; ils atteignent seulement 150 mm sur le Réal Collobrier et 80 mm à Draix pour des pluies décennales), les pointes de crue du bassin des Cloutasses, sous pelouse, restent bien en deçà des débits enregistrés sur les bassins déboisés du Rimbaud (Réal Collobrier) et du Laval (Draix). La raison en est que les sols très filtrants et bien protégés par la végétation n'alimentent le ruissellement que lorsqu'ils sont totalement saturés : le fonctionnement hydrologique d'un bassin sous pelouse n'est donc pas différent de celui d'un bassin forestier. Dans ces conditions, on comprend que la coupe des arbres du bassin de la Latte n'ait pas changé grand-chose. Par contre, en Lozère, les pluies abondantes permettent à l'interception des eaux par la forêt de réduire de beaucoup la pluie qui arrive au sol - et presque d'autant les écoulements -. De telles pertes par interception, qui peuvent être de l'ordre de un à plusieurs mm par jour, expliquent la forte augmentation des débits pour les crues provoquant des écoulements inférieurs à 5 mm/jour, qui sont très fréquentes sur le Mont-Lozère.

C'est presque toujours l'opposition "sol nu/sol couvert", plus que celle "forêt/autre type de végétation" qui détermine des processus hydrologiques très différents.

Il faut donc, pour comprendre et prévoir les effets du boisement sur l'hydrologie, déterminer la façon spécifique dont se forment les écoulements dans la région étudiée. Il sera ensuite possible de prévoir si ces processus risquent, ou non, d'être modifiés par la disparition - ou la mise en place - de la forêt.

CONCLUSION GENERALE

Les études menées en France sur l'hydrologie forestière sous climat méditerranéen ont montré la complexité du rôle de la forêt sur les écoulements. Il est aussi faux de considérer que la forêt n'a pas d'influence sur les crues que d'affirmer qu'elle les réduit systématiquement !

La complexité des relations pluies-débits fait qu'il n'est pas possible de prévoir les conséquences d'un boisement ou d'un déboisement sans comprendre le fonctionnement hydrologique du milieu considéré. Celui-ci dépendra - entre autres - de la nature des formations superficielles, des conditions climatiques, des caractéristiques de la végétation.

Par ailleurs, il n'est pas inutile d'attirer l'attention sur le fait que les incertitudes sur les données de base (pluies et débits) à partir desquelles on raisonne sont probablement souvent du même ordre que les effets des paramètres que l'on veut estimer : ici le rôle de la végétation. De plus, à ces incertitudes s'ajoutent celles des hypothèses des modèles...

Il est pourtant possible de tirer de cette synthèse un certain nombre de conclusions :

- D'abord, l'opposition est avant tout entre sol nu et sol couvert par la végétation (quel que soit le type de végétation), bien plus qu'entre un type de couvert végétal et

un autre. Si les défrichements provoquent généralement de fortes perturbations du milieu, c'est parce que la forêt est le plus souvent remplacée par des cultures, et que ces cultures laissent le sol à nu une grande partie de l'année. Les effets de l'incendie du Rimbaud sur les crues se sont atténués dès que le sol a été largement recolonisé par une végétation buissonneuse ou arbuscive. Il n'y a guère de différence de fonctionnement sur le Mont-Lozère entre le bassin en pelouse et ceux en forêt (si ce n'est, mais assez faiblement, pour l'abondance annuelle des écoulements). A l'opposé, le bassin du Laval à Draix, très mal couvert, présente un comportement hydrologique radicalement différent du bassin boisé du Brusquet.

- Ensuite, il faut noter l'importance du sol forestier. Son maintien après la disparition de la forêt peut expliquer les faibles conséquences de la disparition des arbres. Mais le sol forestier doit être considéré comme une création de la forêt, même s'il demeure comme une entité indépendante après la disparition de celle-ci.

- En conclusion, il importe de noter que le rôle de la forêt, même s'il se révèle parfois considérable, est loin d'être toujours et partout très important. Et ce n'est pas le moindre des résultats d'Andréassian et al. (1999), que d'avoir montré que la gestion courante de la forêt du versant méditerranéen du Massif Central n'a qu'un très faible impact sur le fonctionnement hydrologique des bassins versants, et que cet impact - s'il existe vraiment - est complètement occulté par la variabilité climatique.

BIBLIOGRAPHIE

Andréassian, V. 2002. Impact de l'évolution du couvert forestier sur le comportement hydrologique des bassins versants. Ph.D. Thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris.

Andréassian V. (Coordinateur), Tangara M., Muraz J., Caugant C., Cosandey C., Dérioiz P., Laques A.E., Bourreau J.G., Didon E., Durrieu S., Hamza N., 1999 - Indicateur d'impact de l'évolution du couvert forestier sur la ressource en eau à l'échelle des bassins versants des Cévennes et de la Montagne noire. Rapport de recherches du programme "Environnement, Vie et Sociétés du CNRS."

Arnaud-Fassetta G., Ballais J.L., Béguin E., Jorda M., Meffre J.C., Provansal M., Roditis J.C., Suanez S., 1993

La crue de l'Ouvèze à Vaison-la-Romaine (22.09.92). Ses effets morphodynamiques, sa place dans le fonctionnement d'un géosystème anthropisé. Rev. Géomorph. Dyn., t. XLII, n° 2, pp 34-48.

Bravard J.P., 1993 L'incision des lits fluviaux : du phénomène morphodynamique naturel et réversible aux impacts irréversibles. Rev. Géogr. Lyon, vol. 69, n° 1, pp 5-10.

Bosch J.M. and Hewlett J.D., 1982 - A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation on water yield and evapotranspiration. J. Hydrol., 55 : 3-23.

Cognard-Plancq A.L., Marc V., Didon-Lescot J.F., Normand M. (2001) - The role of forest cover on streamflows down sub-Mediterranean mountain watersheds : a modelling approach. Journal of Hydrology, vol. 254, p.

229-243.

Combes F., Hurand A., Meunier M., 1994 - La forêt de montagne : un remède aux crues. Actes des 23^{èmes} Journées de l'Hydraulique "Crues et inondations" (Nîmes, 1994), Edit. SHF, pp 475-480.

Cosandey, C., 1990. Etude des crues Cévenoles : conditions d'apparition dans un petit bassin versant forestier sur le versant sud du Mont Lozère. IAHS Publication n° 191 : 103-115.

Cosandey C., 1993 - Conséquences hydrologiques d'une coupe forestière. Le cas du bassin de la Latte (Mont-Lozère, France). In : L'eau, la terre et les hommes, Hommage à René Frécaut, Griselin M. édit., Presses Universitaires de Nancy, pp 355-363.

Cosandey C., 1994 - Formation des crues "cévenoles" dans des bassins élémentaires du Mont Lozère. Revue des Sciences de l'Eau, vol. 7, pp 377-393.

Cosandey C, Martin C. et Didon-Lescot J.F., 2000 - Forêt et écoulements : étude des conséquences d'une coupe forestière sur le bilan d'écoulement annuel, les crues et les étiages. Rapport sectoriel pour le rapport final du contrat européen FOREX, 34 p.

Cosandey, C. and Robinson, M., 2000. Hydrologie continentale. Armand Colin, Paris, 360 pp.

Didon-Lescot J.F., 1996 - Forêt et développement durable au Mont-Lozère. Impact d'une plantation de résineux, de sa coupe et de son remplacement, sur l'eau et sur les réserves minérales du sol. Thèse de Doctorat de l'Université d'Orléans, 161 p + bibliographie et annexes.

Fourcade B., 2001 - Fonctionnement hydrologique et hydrochimique d'un petit bassin versant méditerranéen. Conséquences de la variabilité hydrologique et d'un incendie de forêt (bassin du Rimbaud, Réal Collobrier, Var). Thèse de l'Université Montpellier II, 181 p.

Hazen A., 1930 - Flood flows, a study of frequencies and magnitudes. Edit. Wiley, New-York.

Lavabre J., Folton N., Arnaud P., Martin C., 1999a - Impact d'un incendie de forêt sur l'hydrologie d'un petit bassin versant méditerranéen. Incertitudes liées à la méthodologie d'analyse et à la métrologie. Actes du séminaire "Les bassins versants expérimentaux de Draix, laboratoire d'étude de l'érosion en montagne" (Draix, Le Brusquet, Digne, 1997), Cemagref-Editions, coll. Actes de colloques, Mathys N. édit., pp 41_52.

Lavabre J., Martin C., avec la collaboration de Didon-Lescot J.F., 1999b - Appréciation de l'impact des coupes forestières sur l'hydrologie et l'érosion des sols. Cas de la forêt d'Altefage (commune du Pont-de-Montvert - 48). Rapport à la DDAF de Lozère, Edit. Cemagref, Aix-en-Provence, 28 p.

Lavabre J., Andréassian V., avec la collaboration de Laroussinie O. (2000a) - Eaux et Forêts. La forêt. Un outil de gestion des eaux. Cemagref Editions, coll. Ecosystèmes Forestiers, n° 1, 116 p.

Lavabre J., Martin C., Folton N. (2000b) - Impact de l'incendie sur le comportement hydrologique du bassin versant. Chapitre III. In : Conséquences d'un incendie de forêt dans le bassin versant du Rimbaud (massif des Maures, Var, France) : destruction et régénération du couvert végétal, impacts sur l'hydrologie, l'hydrochimie et les phéno-

mènes d'érosion mécanique. Cemagref Editions, Coll. Etudes - Gestion des milieux aquatiques, n° 16, Martin C. et Lavabre J. édit., pp 33-49.

L'vovitch, M.I., 1979. World water resources and their future. American Geophysical Union, Washington

Martin C., Lavabre J., 1997 - Estimation de la part du ruissellement sur les versants dans les crues du ruisseau du Rimbaud (massif des Maures, Var, France) après l'incendie de forêt d'août 1990. Journal des Sciences Hydrologiques, vol. 42, n° 6, pp 893-907.

Martin C., Didon-Lescot J.F., avec la collaboration de Cosandey C., 2000 - Le rôle du couvert végétal sur le fonctionnement hydrologique des bassins versants expérimentaux du Mont-Lozère. In : Etude intégrée du bassin versant du Haut-Tarn appliquée à la gestion des ressources en eau et des fonctionnements hydrobiologiques : contribution de l'UMR "ESPACE" à la connaissance des fonctionnements hydrologiques et hydrochimiques, Rapport intermédiaire pour le Parc national des Cévennes et l'Agence de l'Eau Adour_Garonne, pp 34-53.

Michel C., Edijatno, Leviandier T., 1991 - Progrès et application de la modélisation conceptuelle pluie-débit. Rapport quadriennal pour la XX^{ème} Assemblée Générale de l'Union Géodésique et Géophysique Internationale (Vienne, 1991), publié avec le concours de l'Académie des Sciences de Paris, pp 219-222.

Muraz, J., Durrieu, S., Labbé, S., Andréassian, V. and Tangara, M., 1999. Comment valoriser les photos aériennes dans les SIG ? Ingénieries - EAT, 20(39-58).

Poiniard D., 2000 - Analyse hydrologique de deux bassins montagneux à couvert végétal contrasté. DEA, Université d'Avignon, 42 p + Annexes.

Puech C., Viné P., Leibreich J., 1994 - Evolution comparée entre variations d'écoulement et couvert végétal suite à incendie. Réal Collobrier 1990-1993. Actes du Workshop Final du Projet Européen DM2E (Barcelone, 1994), Edit. Cemagref, 10 p.

Rawlins B.G., Baird A.J. Trudgill S.T. and Hornung M., 1997 - Absence of preferential flows in the percolating waters of a coniferous forest soil. Hydrol. Process, vol 11, 575-585.

Richard D., Mathys N., 1999 - Historique, contexte technique et scientifique des BVRE de Draix. Caractéristiques, données disponibles et principaux résultats acquis au cours des dix ans de suivi. Actes du séminaire "Les bassins versants expérimentaux de Draix, laboratoire d'étude de l'érosion en montagne" (Draix, Le Brusquet, Digne, 1997), Cemagref-Editions, coll. Actes de colloques, Mathys N. édit., pp 11-28.

Viné P., 1997 - Identification de l'hétérogénéité spatio-temporelle des comportements hydrologiques. Apports de la télédétection satellitale. Application aux bassins versants du Réal Collobrier (France) et de la Mare d'Oursi (Burkina-Faso). Thèse de Doctorat de l'Université J. Fourier - Grenoble I, 285 p.

Section 7.
Sciences
Physiques
de l'Océan

branche française
de l'association internationale
des sciences physiques de l'océan

Le programme français d'océanographie opérationnelle Mercator : un nouveau regard sur l'océan

THE FRENCH OPERATIONAL OCEANOGRAPHY PROGRAM MERCATOR:
A NEW VISION OF THE OCEAN

P. BAHUREL,

MERCATOR OCEAN : <http://www.mercator.com.fr>

GRGS/LEGOS 18 av. Edouard Belin 31401 TOULOUSE Cedex 4

ABSTRACT

Operational oceanography aims at describing the four dimensional thermodynamics state of the ocean (temperature, salinity, currents). Attention is given to the past few years, the present time state and the forecast state for the forthcoming weeks. Three ingredients are essential for the accomplishment of such a task: an array of real time in-situ measurements, satellites with remote sensing sensors such as altimeters (Jason-1, Envisat), temperature and ocean color sensors, and a skillful system dedicated to ocean modeling and data assimilation. In the frame work of the International Experiment GODAE (Global Ocean Data Experiment) whose the first phase is planned to start in 2003-2005, several French agencies have initiated the MERCATOR experiment. MERCATOR is an operational ocean system dedicated to the Atlantic ocean in its initial phase then to the global ocean. The first forecasting MERCATOR bulletin was dispatched to the potential users in January 2001. Since the MERCATOR team dispatches a weekly bulletin. A new operational model is set up each year.

LES TROIS OUTILS D'UNE BONNE PRÉVISION OCÉANIQUE

L'océanographie moderne repose sur l'existence simultanée de trois composantes d'un système d'observation des océans : l'observation in situ, l'observation par satellite et la modélisation ;

- la première extrait une à une de précieuses observations de l'océan vertical, mesurées localement par des engins autonomes ou à partir de navires océanographiques ; en France, cette composante est pilotée par le projet CORIOLIS,
- la deuxième survole l'océan horizontal et nous renseigne sur l'état de la surface de la mer observé par les satellites en orbite autour de la planète ; l'altimétrie satellite, portée aujourd'hui par la filière JASON-1, joue ici un rôle prédominant,
- la troisième enfin intègre les résultats des deux précédentes pour décrire l'océan dans ses quatre dimensions : s'aidant des lois des fluides géophysiques, des

observations les plus récentes et de sa mémoire de l'état passé de l'océan, le modèle reconstruit la continuité naturelle du milieu dans tout son volume et dans le temps, règle les rapports entre différentes variables et en prévoit les évolutions.

C'est ce rôle qui est assigné en 1995 au projet MERCATOR par les six principaux organismes français impliqués dans le développement de l'océanographie (le CNES, le CNRS, l'IFREMER, l'IRD, Météo-France et le SHOM) : "aboutir la mise en œuvre d'un système de simulation de l'océan global (modèle aux équations primitives à haute résolution), assimilant des données satellitales et in situ, et prêt à être exploité de façon opérationnelle ; utile aux applications de service public, de défense civile et militaire, et aux applications commerciales de l'océanographie, en fournissant en temps réel une description de l'état de l'océan, et en prévoyant l'évolution de l'écoulement océanique, fournissant à la communauté scientifique un outil de recherche permettant une interprétation plus aisée des programmes de recherche expérimentaux et des campagnes de mesure, et contribuant au développement d'un système de prévision climatique saisonnière en fournissant en temps réel ou peu différé les conditions initiales pour l'océan d'un modèle couplé océan/atmosphère."

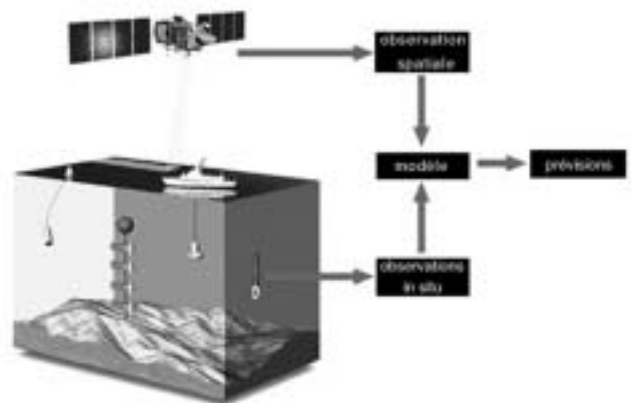


Fig. 1 : Océanographie Intégrée : Mesures In Situ, Satellites et Modélisation.

Avec l'appui de leurs filiales CERFACS et CLS, ces six organismes ont relevé ce défi ambitieux. En janvier 2001, l'équipe de prévisionnistes rassemblés à Toulouse (35 personnes) établissait le premier bulletin de prévision océanique, marquant l'aboutissement des études et des développements entrepris, et l'entrée dans une phase d'exploitation de routine.

En 2002, prenant acte d'une maturité établie du projet MERCATOR, ces six organismes publics ont fondé une structure dédiée - le Groupement d'Intérêt Public MERCATOR OCEAN - qui pilote aujourd'hui le projet, et prépare pour 2006 un Centre d'Océanographie Opérationnelle d'ambition européenne.

LA CONQUÊTE D'UN OCÉAN NUMÉRIQUE

Le système exploité en continu par Mercator depuis le 17 janvier 2001 décrit l'Atlantique Nord et Tropical de 70°N à 20°S avec une résolution horizontale du 1/3° (soit environ 30 km) et 43 niveaux sur la verticale. Le code d'océan utilisé est le code OPA développé au LODYC (Madec & al). Le modèle est forcé par les forçages quotidiens du CEPMMT. La première version du système d'assimilation Mercator, utilisée aujourd'hui, est basée sur le schéma SOFA3.0 (LEGOS, De Mey et al.) intégré dans le coupleur PALM (CERFACS, Piacentini et al.). En entrée du système, sont acquises les données altimétriques des satellites Jason-1, ERS-2 et GFO, et les données in situ de Coriolis. Cette première version du système donne déjà un bon aperçu de l'état de l'océan : courants, température et salinité, en surface comme en profondeur ; cartographie

temps réel de la position et l'intensité des grands courants transatlantiques comme le Gulf Stream, celles des anticyclones et dépressions océaniques qui en perturbent le cours, mesure au nord de la plongée dans les abysses des eaux de surface froides et salées, ou dans les tropiques le chassé-croisé des courants et contre-courants équatoriaux. Toute cette information constitue le cœur du bulletin diffusé chaque mercredi (voir www.mercator.com.fr). Il n'aura constitué qu'une première étape.

Déjà, le second prototype s'impose avec un nouveau modèle, qui couvre Atlantique Nord et Méditerranée, et dont la haute résolution horizontale (5 à 7 km), liée à l'assimilation conjointe des données des trois satellites d'altimétrie aujourd'hui en vol, permet de véritablement décrire la dynamique méso-échelle.

Ce système, exploité en temps réel, donne accès à une information sans précédent. On peut par exemple mesurer le gain apporté par un modèle d'une telle résolution dans la capacité de représentation de phénomènes comme les upwellings africains. Les figures suivantes comparent pour une même date, l'analyse donnée par le modèle au 1/3° (30 km) et celui au 1/15° (5 à 7 km). Les deux analyses ont été obtenues dans les mêmes conditions : même résolution verticale du modèle, mêmes forçages, même schéma d'assimilation, mêmes données assimilées. Seule la résolution horizontale change. Les upwellings (marquées par des eaux plus froides, en bleu), esquissés sur le système au 1/3°, sont représentés de façon bien plus réaliste sur le modèle au 1/15° avec des minima de température à 14° (à comparer aux 17° obtenus à moyenne résolution).

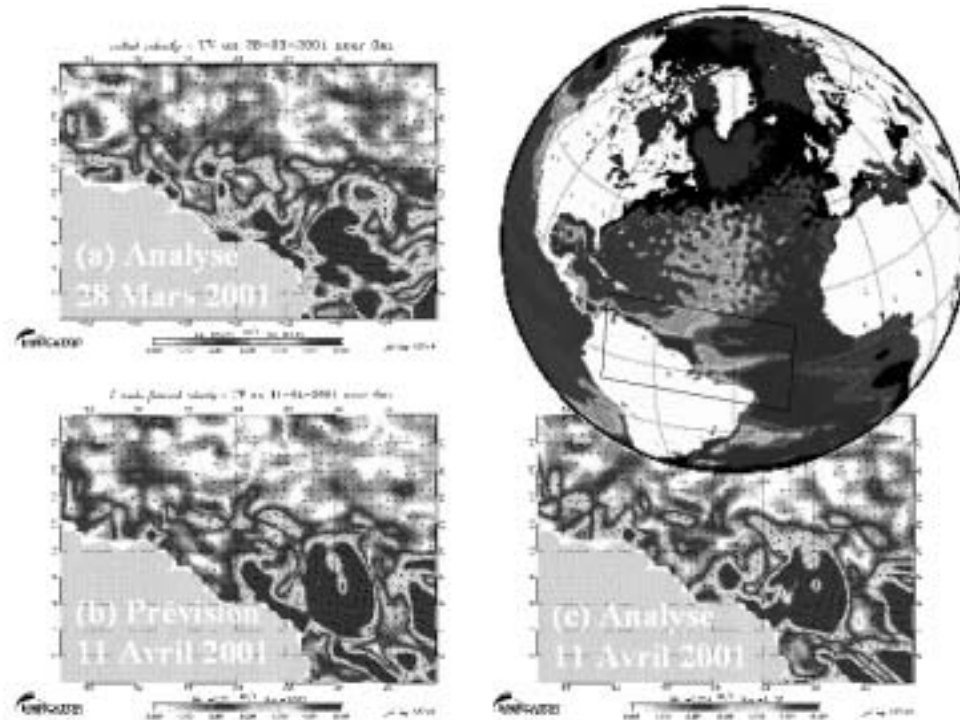


Fig. 2 : Exemples de bulletins Mercator : courants de surface au large du Brésil.

Le bulletin du 28 mars 2001 prévoit dans sa prévision à 15 jours (figure b) la formation d'un intense tourbillon anticyclonique (courants supérieurs à 1 m/s) alors que l'analyse (figure a) directement issue de l'altimétrie n'observe pas a priori de structures bien formées. Deux semaines plus tard, le bulletin du 11 avril confirme cette prévision dans son analyse (figure c) qui a intégré les observations altimétriques récentes.

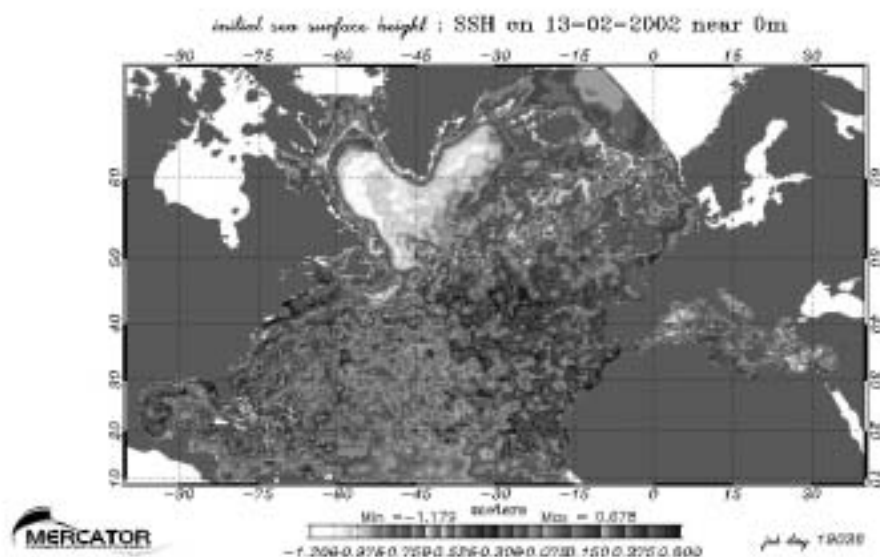
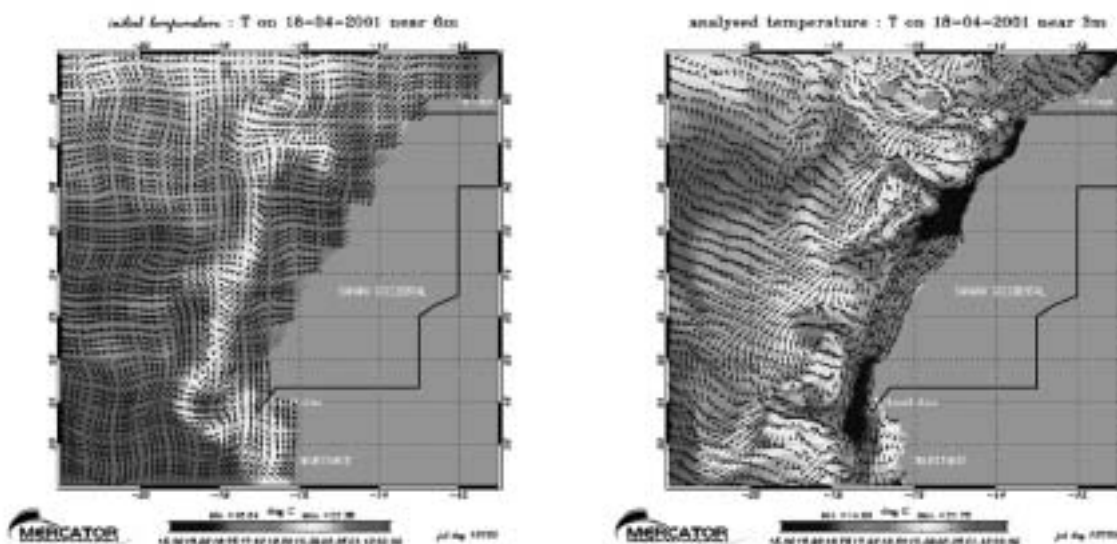


Fig. 3 : Topographie de Surface, sortie du modèle Mercator au 1/15° avec assimilation d'altimétrie, Situation du 13/02/2002



Modèle Mercator "moyenne résolution" au 1/3°

Modèle Mercator "haute résolution" au 1/15°

Fig. 4 : Température de Surface le long de la côte Ouest-Afrique, analysée par deux versions différentes du système Mercator pour le 18 avril 2001

L'étape suivante étendra la zone de couverture modèle à l'océan global avec une résolution de type eddy-permitting ($1/4^\circ$) permettant de délivrer des analyses océaniques de qualité utiles tant pour des applications privilégiant généralement la couverture globale devant la résolution horizontale (exemple de la prévision saisonnière) que pour les applications régionales... condamnées à des choix inverses. Sur le même principe, le projet prévoit une amélioration progressive des schémas d'assimilation pour intégrer des méthodes d'assimilation avancées dans la chaîne Mercator; l'équipe prépare en particulier aujourd'hui dans la chaîne temps réel l'intégration de méthodes de Kalman de type SEEK (LEGI, Brasseur et al.) dont l'applicabilité est désormais démontrée, et soutient en recherche des travaux sur les méthodes variationnelles.

UN OcéAN D'APPLICATIONS

Des analyses et prévisions tridimensionnelles systématiques de l'océan se révèlent rapidement indispensables : l'information sans précédent à laquelle elles donnent accès nourrit directement une meilleure recherche en océanographie, enrichit la qualité des services publics civils et militaires liés à l'océan et rend possible le développement d'un secteur commercial à forte valeur ajoutée. On comprend en effet tout l'intérêt que peuvent tirer de prévisions océaniques fiables des services dédiés à l'exploitation et la gestion raisonnée des ressources océaniques, l'aquaculture, la surveillance des flottes de pêche et de marine marchande, le routage océanique, la sécurité des biens et des personnes en mer, la lutte contre les

pollutions et la protection de l'environnement, la gestion des accès aux ports, le suivi et la gestion des milieux côtiers et littoraux, l'extraction minière et pétrolière, la discrétion sous-marine pour la défense, ou encore le tourisme. Prévoir l'océan pour tout cela, et contribuer aussi à l'initialisation des modèles couplés océan/atmosphère exigés pour prévoir le temps à l'échelle de la saison, et le climat sur plusieurs années. On touche alors à l'enjeu politique et sociétal évident du réchauffement climatique, économique encore dans des secteurs d'activité tels que la production agricole, la planification énergétique, les transports,...ou touchant encore plus directement à la sécurité et au bien-être des populations comme par exemple dans la prévention des anomalies climatiques comme El Niño et aux catastrophes qui y sont liées.

La fin d'année 2002 nous a offert deux exemples - l'un heureux, l'autre dramatique - d'application des prévisions océaniques Mercator. Le premier est sportif et concerne la "Route du Rhum", course en solitaire à la voile transatlantique : plusieurs équipes de routeurs ont utilisé les prévisions Mercator, en particulier l'équipe de Joë Seeten, 3^{ème} au classement général des monocoques (et 1^{er} français). Le second est une catastrophe environnementale et concerne le naufrage du pétrolier Prestige au large des côtes espagnoles survenu à la fin du mois de novembre. Les prévisions océaniques Mercator (courants en surface, température près de l'épave) ont été diffusées dès la première heure à la cellule de crise mise en place par le Gouvernement français. Une information sur les courants océaniques est naturellement importante pour les équipes chargées d'établir la dérive des nappes de pétrole.

CONCLUSION

L'océan se trouve de fait au cœur des grandes questions posées aujourd'hui par la protection de notre environnement. Qu'elles soient ostensibles comme dans le cas du Prestige (70000 tonnes d'hydrocarbures déversées dans l'océan) ou plus insidieuses comme l'absorption par l'océan de pollutions transportées par l'atmosphère, nous savons que l'océan ne subit pas impunément les agressions dont il est victime. Comment cet "océan poubelle" réagit-il à ces déséquilibres? Sous quelle forme et dans quel délai transmet-il cette pollution à ses écosystèmes ou à ses milieux frontières: les milieux côtiers et littoraux, la banquise, l'atmosphère...? Les questions sont posées que la recherche s'emploie à résoudre.

L'océanographie opérationnelle construit un observatoire permanent de l'océan, élément décisif pour lever ces incertitudes, mesurer, comprendre et prévoir. C'est certainement pour cette raison de fond - parce qu'elle traduit une démarche volontariste et concrète pour la mesure d'un océan durable - que l'océanographie opérationnelle s'impose si naturellement comme indispensable.

L'expérience GODAE au niveau international, le projet français MERCATOR et aujourd'hui sa composante européenne MERSEA, sont directement porteurs de cette démarche.

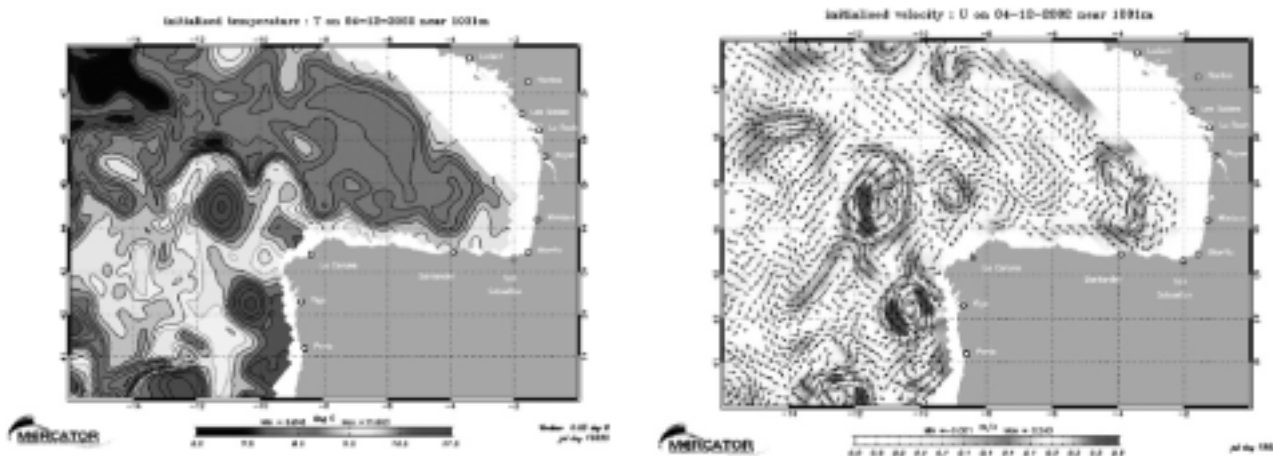


Fig. 5 : Dans la zone de naufrage du pétrolier Prestige, Prévision Mercator pour le 4 décembre 2002 décrivant la situation à 1000 m de profondeur en température (carte de gauche) et en courants (carte de droite).

On observe la turbulence de la zone, même à une telle profondeur, et en particulier la formation d'un Meddy, structure tourbillonnaire très stable.

Altimétrie satellitaire : une nouvelle vision des océans

SATELLITE ALTIMETRY – A NEW VISION OF THE OCEAN

P.Y. LE TRAON

*Direction Océanographie Spatiale de CLS
Toulouse-France*

ABSTRACT

The French/American TOPEX/POSEIDON (T/P) altimetry mission which was supported by has been the CNES/NASA agencies has shown a substantial progress with respect to the previous mission in term of accuracy. For the first time it has possible to detect the large scale variability of the sea level and the associated ocean circulation, to observe and characterize the propagation of planetary Rossby waves and to monitor large scale ocean events such as El Nino/La Nina (Fu and Chelton, 2001 ; Picaut and Busalacchi, 2001). The ERS-1 (1991-1996) et ERS-2 (1995) missions supported by ESA (European Space Agency) complement the TP sampling and investigate the mesoscale activity of the ocean. At least two altimeter sensors, one having a high accuracy are needed to follow the ocean dynamics (e.g. Koblinsky et al., 1992 ; Le Traon and Dibarboure, 1999). The combination of T/P and ERS-1/2 has allowed us to monitor the space-time variability of the ocean with a high accuracy (Le Traon and Morrow, 2001).

1. INTRODUCTION

La mission franco-américaine (CNES/NASA) TOPEX/POSEIDON (T/P) a marqué une étape majeure en altimétrie. Sa précision bien supérieure à celle des autres missions a permis, en particulier, d'accéder à la variabilité grande échelle du niveau de la mer et de la circulation océanique, d'observer et de caractériser globalement la propagation des ondes de Rossby et de suivre les développements des événements El Nino/La Nina (voir Fu et Chelton, 2001 ; Picaut et Busalacchi, 2001). T/P, lancé en 1992, arpente les mers depuis plus de 10 ans.

Les missions ERS-1 (1991-1996) et ERS-2 (1995) de l'Agence Spatiale Européenne permettent de compléter son échantillonnage, notamment, pour le suivi de la variabilité mésoéchelle. Au moins deux satellites altimétriques, dont un de haute précision, sont, en effet, nécessaires pour le suivi des océans (e.g. Koblinsky et al., 1992 ; Le Traon and Dibarboure, 1999). L'altimétrie a, ainsi, fortement contribué à une meilleure compréhension de la circulation océanique à mésoéchelle (voir Le Traon et Morrow, 2001). La combinaison des données T/P et ERS-1/2 a permis, en particulier, d'obtenir une description de l'océan

avec une résolution jamais atteinte auparavant. Certains de ces résultats sont illustrés ci-après.

2. APPORT DE L'ALTIMÉTRIE À L'ÉTUDE DE LA CIRCULATION MÉSOÉCHELLE

2.1 VARIABILITÉ MÉSOÉCHELLE

L'océan varie à toutes les échelles spatiales et temporelles. C'est un système turbulent. On définit la variabilité mésoéchelle comme une classe de phénomènes énergétiques de longueurs d'ondes comprises entre 50 et 500 km et de périodes comprises entre quelques jours et un an. Cela comprend les tourbillons, méandres, anneaux, filaments, fronts et ondes planétaires d'échelle moyenne. Les mécanismes de forçage de cette variabilité sont principalement les instabilités baroclines et barotropes de la circulation générale et dans une moindre mesure l'interaction des courants avec la bathymétrie et le forçage direct par le vent. Une fois générée, cette énergie peut être redistribuée dans l'océan via des mécanismes de radiation d'énergie. L'énergie cinétique de la variabilité mésoéchelle est d'un ordre de grandeur supérieur à celle de la circulation moyenne. La description de la mésoéchelle est donc indispensable pour comprendre la dynamique de l'océan y compris la circulation moyenne (générale) (via les interactions turbulence mésoéchelle/courant moyen).

Sa connaissance/description est également essentielle pour les applications opérationnelles de l'océanographie.

2.2 APPORT DE LA COMBINAISON DES DONNÉES TOPEX/POSEIDON ET ERS-1/2

L'utilisation conjointe des données T/P et ERS-1/2 a nécessité la mise au point de méthodes performantes de combinaison (e.g. Le Traon and Ogor, 1998 ; Le Traon et al., 1998). Ces méthodes ont permis de décrire et de caractériser les variations du niveau de la mer et de l'énergie cinétique turbulente avec un niveau de détail jamais atteint auparavant (Ducet et al., 2000). A titre d'illustration, la figure 1 représente l'écart-type des variations du niveau de la mer déduites de mesures T/P et ERS-1/2. C'est une information unique sur la caractérisation des zones turbulentes de l'océan. La figure montre que les régions de courant de bord-ouest (e.g. Gulf Stream, Kuroshio, Confluence), le courant des Aiguilles et le Courant Circumpolaire Antarctique sont des régions fortement turbulentes avec des variations du niveau de la mer pouvant

atteindre 40 cm rms. On peut également déduire des données altimétriques des cartes d'Énergie Cinétique Tourbillonnaire (ECT) (figure 2) qui mettent mieux en évidence la variabilité mésoéchelle (car les vitesses sont une dérivée du niveau de la mer et sont donc plus représentatives des mouvements d'échelle moyenne). Ces cartes montrent bien les relations entre l'activité tourbillonnaire et la circulation générale de l'océan : les zones de forte variabilité mésoéchelle correspondent aux zones de fort courant moyen ce qui confirme que les instabilités des courants sont la source principale d'énergie de la variabilité mésoéchelle. Une analyse plus fine met bien en évidence le rôle de la bathymétrie sur la stabilité des courants océaniques. La combinaison des données T/P et ERS-1/2 a permis, en outre, de mieux caractériser l'anisotropie de la mésoéchelle et les interactions turbulence/circulation moyenne (e.g. Ducet et al., 2000; Ducet and Le Traon, 2001). Ces analyses montrent que la turbulence mésoéchelle peut suivant les régions ralentir ou accélérer la circulation moyenne. Des estimations récentes montrent également que la contribution de la mésoéchelle au transport méridien de chaleur et à ses variations est loin d'être négligeable.

L'analyse des variations saisonnières et interannuelles de l'intensité de la variabilité mésoéchelle est aussi une contribution majeure de l'altimétrie. Cette analyse permet de mieux comprendre les mécanismes de génération de l'activité tourbillonnaire. Stammer et Wunsch (1999) ont ainsi analysé les variations saisonnières de l'énergie cinétique tourbillonnaire et tenté de les relier aux champs de vent. Seules quelques régions, dans les hautes latitudes, montrent une corrélation significative. Ceci semble indiquer que le vent peut générer directement de l'énergie mésoéchelle dans les zones de faible variabilité et de fort forçage par le vent. Qiu (1999) a montré, par ailleurs, qu'il existait une variabilité saisonnière très marquée de l'ECT dans le Contre Courant Subtropical du Pacifique.

Il explique ce phénomène par une variation de l'intensité de l'instabilité barocline du courant liée principalement aux variations saisonnières du cisaillement vertical de courant. Ces analyses effectuées avec les données T/P ont été reprises par Ducet (2000) qui a montré que la combinaison des données T/P et ERS permet de bien mieux caractériser ces variations.

Des descriptions statistiques plus élaborées ont été également effectuées (spectres en nombre d'onde, spectres en fréquence et nombre d'onde, échelles spatiales et temporelles de la mésoéchelle) (e.g. Stammer, 1997; Ducet, 2000; Jacobs et al., 2001). Elles permettent une caractérisation plus détaillée de la variabilité mésoéchelle que seule l'altimétrie peut fournir. Toutes ces descriptions statistiques sont très utiles pour valider les modèles océaniques, notamment les modèles ayant une résolution suffisante pour résoudre la dynamique océanique à mésoéchelle. Les comparaisons effectuées avec les modèles ayant une résolution comprise entre le 1/3 et le 1/6 de degré (e.g. Treguier, 1992; Stammer et al., 1996) montrent que les modèles bien que représentant qualitativement les structures principales de la variabilité mésoéchelle sous-estiment son intensité par un facteur allant de 2 à 5 suivant les régions. Des simulations numériques récentes à plus haute résolution (1/10 de degré)

sont très encourageantes (Smith et al., 2000; Ducet, 2000) (figure 3). L'intensité de la variabilité mésoéchelle est en bien meilleur accord avec les données altimétriques. Le degré de réalisme de ces modèles font qu'ils peuvent être maintenant extrêmement utiles pour aider à l'interprétation des données altimétriques.

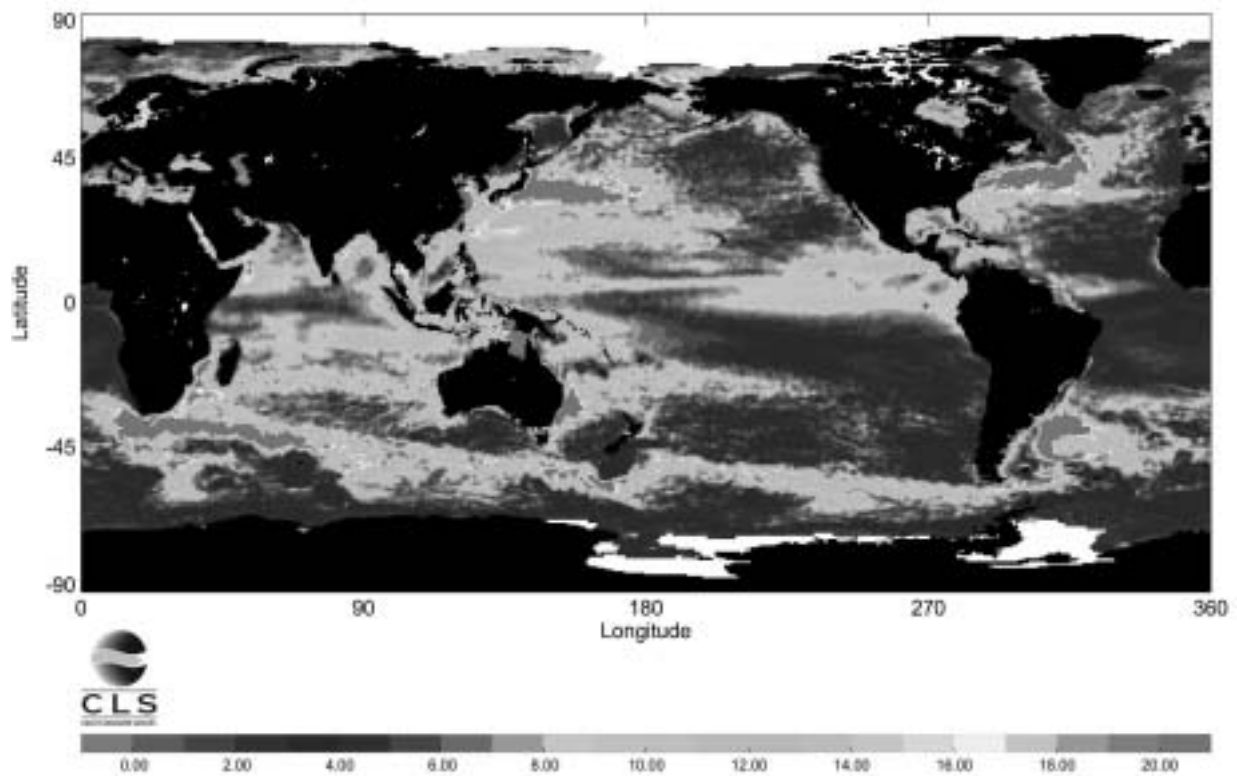
L'altimétrie permet aussi une description déterministe de la circulation mésoéchelle. Le Traon et Dibarboure (1999) et Le Traon et al. (2001) ont montré que l'erreur de cartographie du signal altimétrique est de l'ordre de 10 % de la variance du signal ce qui permet de faire un suivi satisfaisant des tourbillons (du moins pour les tourbillons de taille moyenne, i.e. de diamètre supérieur à 100 km). Cette capacité de l'altimétrie a été démontrée de façon extrêmement probante pour le suivi des tourbillons des Aiguilles. Elle a permis de montrer qu'environ 5 à 6 de ces tourbillons sont formés chaque année au niveau de la réflexion du courant des Aiguilles et se propagent ensuite à travers l'océan Atlantique Sud. La contribution de ces tourbillons est loin d'être négligeable. Ils transportent entre 5 et 15 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$) d'eau de l'océan Indien dans l'Atlantique Sud. Le nombre de tourbillons formés et les trajectoires montrent aussi des variations interannuelles significatives. Seule l'altimétrie permet de décrire aussi précisément ces tourbillons. Bien d'autres exemples existent que ce soit dans les zones de forte variabilité mésoéchelle (e.g. Gulf Stream, Kuroshio) ou dans des zones moins énergétiques (e.g. courant des Açores et courant des Canaries, courant de Californie) (voir Le Traon et Morrow, 2001 pour une revue).

3. PERSPECTIVES

Les études menées dans les années 70-80 avaient contribué à une meilleure connaissance et compréhension de la variabilité mésoéchelle. L'altimétrie en a donné depuis peu une observation globale et à haute résolution grâce, en particulier, à la combinaison des données T/P et ERS; notre capacité à la modéliser de façon réaliste est aussi très récente. La vision qui émerge de ces avancées nouvelles est celle d'un océan fondamentalement turbulent qui doit être observé et modélisé à très haute résolution.

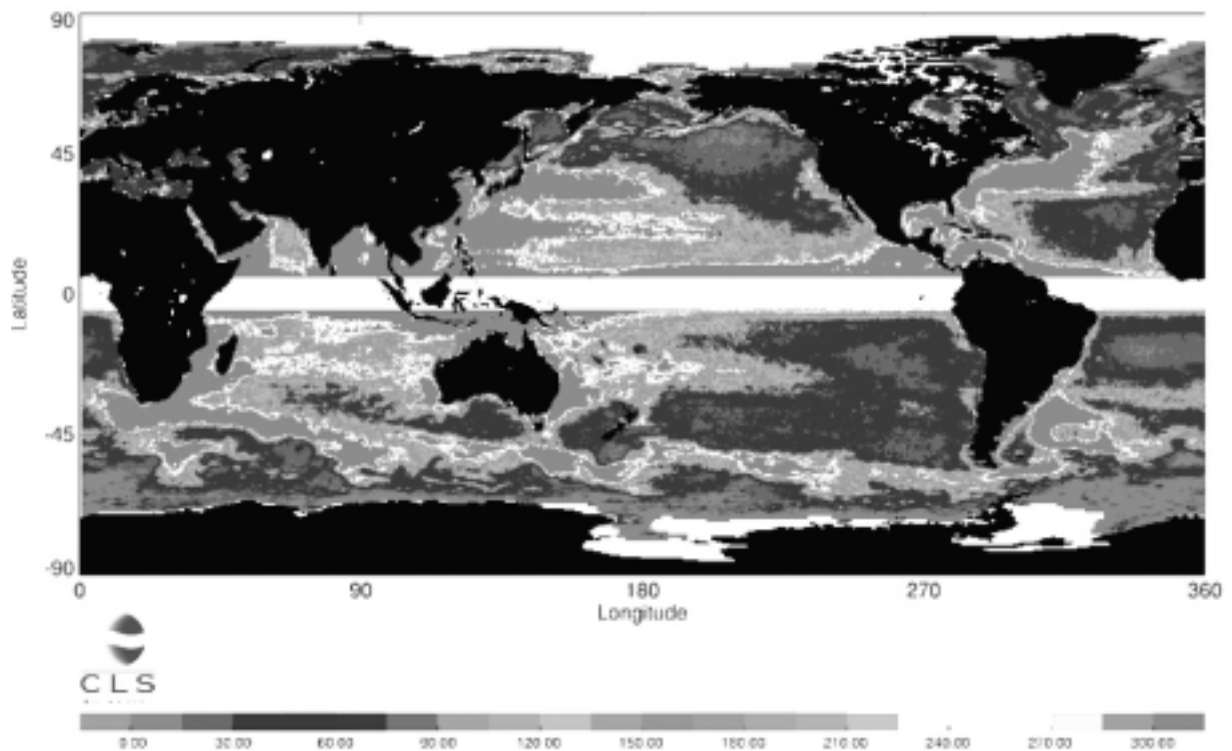
Jason-1 et ENVISAT, les successeurs des missions T/P et ERS ont été récemment lancés. Ils vont poursuivre et améliorer la série temporelle commencée avec T/P et ERS. La mission tandem TOPEX/POSEIDON et Jason-1 et l'utilisation de GEOSAT Follow On (Le Traon et al., 2002) vont permettre, parallèlement, d'observer les océans à plus haute résolution (sur une durée limitée). Jason-1 et ENVISAT marqueront, en outre, le démarrage de l'altimétrie opérationnelle avec un traitement des mesures en temps quasi-réel et une utilisation dans des modèles globaux de prévision océanique (MERCATOR et GODAE) (The International GODAE Steering Team, 2001). Parallèlement, il faut définir et pérenniser les futures missions altimétriques.

Il faut au minimum continuer d'observer les océans avec deux satellites mais une plus haute résolution (constellation de trois ou quatre altimètres, nouvelles techniques à fauchée) permettrait de franchir une nouvelle étape en océanographie (The High Resolution Ocean Topography Science Working Group, 2001).



VOIR CAHIER  COULEUR

Fig. 1 : Ecart-type des variations du niveau de la mer déduit de la combinaison des données TOPEX/POSEIDON et ERS-1/2. Les unités sont en cm.



VOIR CAHIER  COULEUR

Fig. 2 : Energie cinétique turbulente déduite de la combinaison des données TOPEX/POSEIDON et ERS-1/2. Les unités sont en cm^2s^{-2} .

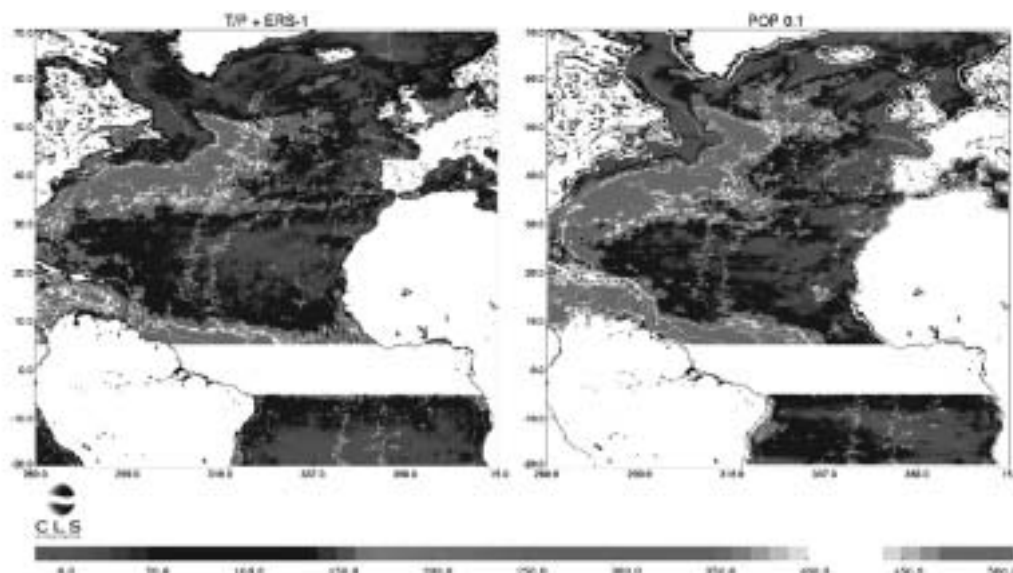


Fig. 3 : Comparaison de l'énergie cinétique turbulente déduite de T/P et ERS-1/2 avec celle déduite du modèle de Los Alamos (résolution 1/10 de degré).

4. RÉFÉRENCES

Ducet, N., 2000. Combinaison des données altimétriques TOPEX/Poseidon et ERS-1/2 pour l'étude de la variabilité océanique mésoéchelle. Comparaison avec un modèle à haute résolution de l'océan Atlantique Nord. Phd thesis, Université Paul Sabatier, Toulouse.

Ducet, N., P.-Y. Le Traon, and G. Reverdin, 2000: Global high resolution mapping of ocean circulation from TOPEX/Poseidon and ERS-1 and -2. *J. Geophys. Res.*, 105, 19477-19498.

Ducet, N. and P.-Y. Le Traon, 2001: A comparison of surface eddy kinetic energy and Reynold stresses in the Gulf Stream and the Kuroshio Current systems from merged TOPEX/Poseidon and ERS-1/2 altimetric data. *J. Geophys. Res.*, 106, 16603-16622.

Jacobs, G. A., C. N. Barron, and R. C. Rhodes, 2001 : Mesoscale characteristics. *J. Geophys. Res.*, 106, 19581-19595.

Fu, L.-L. and D. Chelton, 2001: Large-scale ocean circulation. *Satellite Altimetry and Earth Sciences. A Handbook of Techniques and Applications*, Academic Press ed. L.-L. Fu and A. Cazenave, Eds., Academic Press, 133-169.

Koblinsky, C. J., P. Gaspar, and G. Lagerloef, 1992: The future of spaceborne altimetry : Oceans and Climate change, 75 pp. Joint oceanographic institutions incorporated Washington, D.C.

Le Traon, P.-Y. and F. Ogor, 1998 : ERS-1/2 orbit improvement using TOPEX/POSEIDON : the 2 cm challenge. *J. Geophys. Res.*, 103, 8045-8057.

Le Traon, P.-Y., F. Nadal, and N. Ducet, 1998: An improved mapping method of multisatellite altimeter data. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 15, 522-534.

Le Traon, P.Y. and G. Dibarboure, 1999. Mesoscale mapping capabilities from multiple altimeter missions. *J. Atm. Ocean. Tech.*, 16, 1208-1223.

Le Traon, P.-Y. and R. A. Morrow, 2001 : Ocean currents and mesoscale eddies. *Satellite Altimetry and Earth Sciences. A Handbook of Techniques and Applications*, Academic Press

ed. L.-L. Fu and A. Cazenave, Eds., Academic Press, 171-215. Le Traon, P.-Y., G. Dibarboure, and N. Ducet, 2001: Use of a High-Resolution Model to Analyze the Mapping Capabilities of Multiple-Altitude Missions. *J. Atm. Ocean. Tech.*, 18, 1277-1288.

Le Traon, P.Y., Faugère Y., Hernandez F., Dorandeu J., Mertz F. and M. Ablain, 2002. Can we merge GEOSAT Follow-On with TOPEX/POSEIDON and ERS-2 for an improved description of the ocean circulation ? *J. Atm. Ocean. Tech.* (in press).

Picaut, J. and A. J. Busalacchi, 2001: Tropical Ocean Variability. *Satellite Altimetry and Earth Sciences. A Handbook of Techniques and Applications*, Academic Press

ed. L.-L. Fu and A. Cazenave, Eds., Academic Press, 217-236.

Qiu, B., 1999 : Seasonal eddy field modulation of the North Pacific subtropical Countercurrent: TOPEX/POSEIDON observations and theory. *J. Phys. Oceanogr.*, 29, 2471-2486.

Smith, R.D., Maltrud, M.E., Bryan, F.O., and Hecht, M.W., 2000 : Numerical simulation of the North Atlantic ocean at 1/10°. *J. Phys. Oceanogr.*, 30, 1532-1561.

Stammer D., Tokmakian R., Semtner A., and Wunsch C., 1996 : How well does a 1° global ocean circulation model simulate large scale oceanic observations. *J. Geophys. Res.*, 101, 25779 - 25811.

Stammer, D., 1997 : Global characteristics of ocean variability estimated from regional TOPEX/POSEIDON altimeter measurements. *J. Phys. Oceanogr.*, 27, 1743-1769.

Stammer, D., and Wunsch, C., 1999 : Temporal changes in eddy energy of the oceans. *Deep Sea Research*, 46, 1-2, 77-108.

Treguier, A. M., 1992 : Kinetic energy analysis of an eddy resolving, primitive equation model of the North Atlantic. *J. Geophys. Res.* 97, 687-701.

The International GODAE Steering Team, 2001: The Global Ocean Data Assimilation Experiment Strategic Plan. GODAE report n°6 Australia, Melbourne.

The High-Resolution Ocean Topography Science Working Group Meeting, 2001. Report Edited by D. B. Chelton, 224 pp.

Le programme Pomme : premiers résultats

THE PROGRAM POMME: FIRST RESULTS

L. MÉMERY et G. REVERDIN

Laboratoire d'Océanographie Dynamique et de Climatologie

UMR CNRS/UPCM, Institut Pierre Simon Laplace

Université Pierre et Marie Curie, Case 100, 4 Place Jussieu, 75252 Paris Cedex 5

memery@lodyc.jussieu.fr

ABSTRACT

We present the first results of the French Program POMME that is an oceanographic Program dedicated to understand the role of meso-scale dynamics (50-200 km) on ocean physics and bio-geochemistry. Focus is given on the processes related to the subduction of modal waters and the evolution.

This project is supported by the French programs PATOM and PROOF.

Several oceanographic campaigns have been organized in the East Atlantic ocean between Açores and Spain (38°N - 45°N). During these campaigns intense hydrographic surveys were done, current meter and sediment traps were deployed.

The different campaigns were the following:

■ **POMME 0: October – November 2000**

(Thalassa) – Deployment of current meter and sediment trap moorings, first hydrographic survey

■ **POMME 1: February – March 2001 (Atalante, d'Entrecasteaux) – Study of the winter preconditioning**

■ **POMME 2: March – May 2001 (Atalante, d'Entrecasteaux) – Study of the water subduction and the spring bloom**

■ **POMME 3: September – October 2001 (Thalassa, BSHM) – Study of the oligotrophy – accumulation of dissolved organic matter accumulation**

A major result of the POMME is to highlight the role of the oceanic small and mesoscale structures on the chlorophyll concentration, zooplankton, particulates, and CO₂ partial pressure. Filaments associated to frontal structures and eddies are of importance. These scales are well observed on ocean color satellite images (Figures 2, 3). Contrary to a common view, the difference between cyclones and anticyclones are less important than the presence of these filaments to feed the bio-geo-chemical activity of the ocean.

LES OBJECTIFS DE POMME

L'objectif principal de POMME (Programme Océan Multidisciplinaire Méso Echelle) est de comprendre le rôle de la méso-échelle (environ 50 – 200 km) dans les processus mis en jeu lors de la subduction des eaux modales et de la floraison printanière. A cet objectif s'ajoute l'étude des processus régulant les caractéristiques physiques et biogéochimiques des masses d'eau modales et le devenir de la matière biogène subductée et exportée sur l'échelle annuelle.

Ce projet pluridisciplinaire s'appuie sur les programmes nationaux PATOM et PROOF et sur plus d'une centaine de chercheurs et d'ingénieurs des communautés d'océanographes physiciens, biologistes et chimistes ainsi que de quelques météorologues. L'intégration forte entre les mesures dynamiques et bio-géochimiques constitue un des points forts et originaux du projet, ainsi que le soutien multi-organisme du projet (CNRS/INSU, SHOM, IFREMER, Météo France).

LA SUBDUCTION

La subduction est l'un des mécanismes responsables de la transmission de signaux de surface vers la thermocline, régulant ainsi le stockage de chaleur et de carbone par l'océan. Cette subduction s'effectue par l'intermédiaire de la formation d'eaux hivernales homogènes (appelées eaux modales), alors en contact avec l'atmosphère, eaux qui sont par la suite isolées de l'atmosphère lors de l'augmentation de la stratification de surface due au réchauffement printanier et estival. Ces eaux sont alors transportées en sub surface (thermocline supérieure, vers 400 m), se trouvant ainsi déconnectées de l'atmosphère pour plusieurs années.

LA ZONE D'ÉTUDE ET LES MOYENS EN ŒUVRE

La zone d'étude (Figure 1) se trouve dans l'Atlantique nord-est à mi-chemin entre Açores et péninsule ibérique (38°N - 45°N). Le cœur de la phase expérimentale s'est déroulé d'août 2000 à octobre 2001, avec quatre campagnes océanographiques auxquelles participaient chaque fois deux navires (Ifremer, SHOM) et un ensemble très

complet d'équipement mis à l'eau soit sur des mouillages en point fixe (une bouée météorologique, 5 mouillages courantométriques dont 3 avec ADCP, 4 mouillages de pièges à particules avec courantomètres), soit de bouées de surface et flotteurs de sub-surface dérivants (environ 110: CARIOCA, Surdrifts, Marvors, Provors, VCMs).

LES QUATRE CAMPAGNES SONT LES SUIVANTES :

- POMME 0: Octobre – Novembre 2000 (Thalassa) – Mise en place, première couverture régionale
- POMME 1: Février – Mars 2001 (Atalante, d'Entrecasteaux) – Préconditionnement hivernal
- POMME 2: Mars – Mai 2001 (Atalante, d'Entrecasteaux) – Subduction, floraison printanière
- POMME 3: Septembre – Octobre 2001 (Thalassa, BSHM) – Conditions oligotrophes – accumulation de matière organique dissoute

Les campagnes ont permis d'avoir un aperçu de la situation physique-biologique à plusieurs périodes clé du cycle

saisonnier et de réaliser des expériences qui permettent de mieux rendre compte du fonctionnement des écosystèmes (phytoplancton - zooplancton - bactéries - matière détritque) en particulier en terme de bilan de carbone.

Pour ce faire, elles se sont décomposées en deux parties (Figure 1): le premier "legs" a permis une couverture régionale de la zone POMME, avec des stations CTD-rossette espacées d'environ 50 km; le deuxième "legs" était dédié à des radiales spécifiques à très haute résolution (quelques km) de paramètres physiques et biologiques par l'intermédiaire d'engins tractés (SeaSoar-OPCT sur le navire SHOM, Tow Yo sur le navire Ifremer) et à des études de processus bio géochimiques lors de stations "longues" d'environ 48 heures. La stratégie d'échantillonnage des deuxièmes legs s'est fortement appuyée sur l'utilisation d'un modèle de circulation SOPRANE, associé à l'assimilation de données en temps quasi réel (altimétrie et données in situ): ainsi, les radiales d'engins tractés et les stations longues ont été positionnées par rapport à des structures tourbillonnaires et frontales révélées par le modèle (Figure 1).

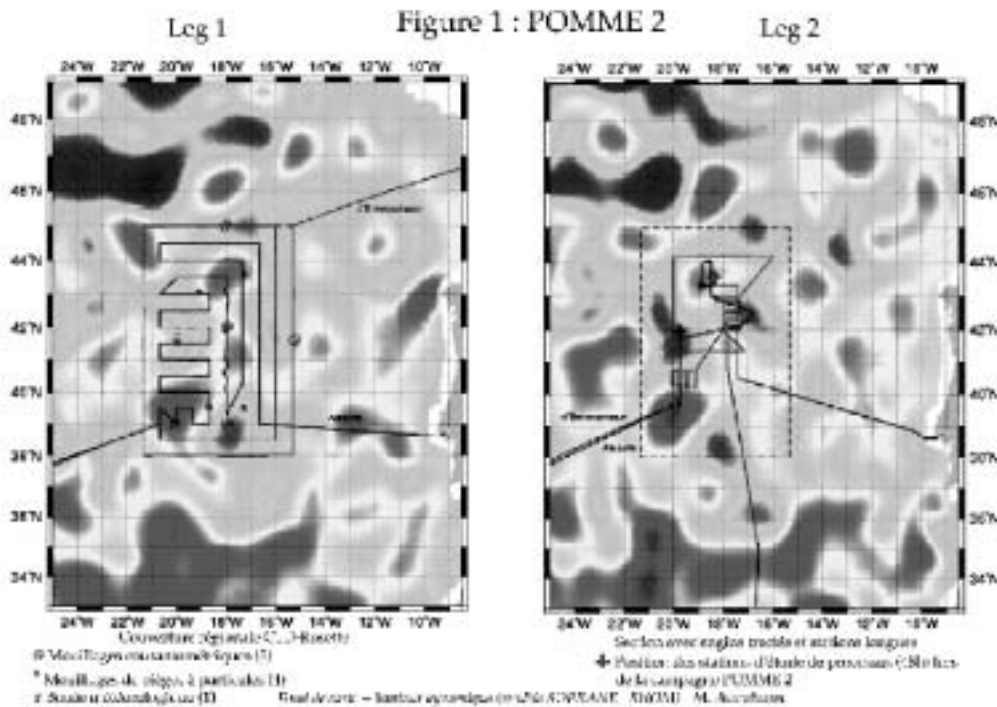


Fig. 1 - Couverture type d'une campagne POMME (ici POMME 2). Fond de carte : sorties du modèle SOPRANE (SHOM) : gris claire = anti-cyclone (rotation dans le sens d'une aiguille d'une montre) ; gris foncé = cyclone.

A droite : leg 1. Couverture de stations hydrologiques espacées sur 50 km environ (Atalante/Ifremer ; trajet noir : Ponta Delgada) ; d'Entrecasteaux : SHOM ; trajet bleu : Brest – Ponta Delgada). La position des mouillages est indiquée : ces mouillages sont restés à l'eau pendant au moins une année, et pour certains d'entre eux (pièges à particules), ne seront récupérés qu'à la mi 2002. Entre les deux legs, les deux navires se sont retrouvés à Ponta Delgada (Açores) pour qu'une stratégie d'échantillonnage cohérente soit mise au point et coordonnée lors des legs 2, stratégie basée à la fois sur les observations du leg 1 et sur les résultats du modèle opérationnel SOPRANE.

A gauche : leg 2. L'Atalante (Ponta Delgada – Vigo) a effectué plusieurs radiales de Tow Yo et 4 stations longues d'études de processus, d'environ 48 h chacune, positionnées dans des zones de conditions hydrodynamiques locales contrastées. Le d'Entrecasteaux (Ponta Delgada – Madère) s'est attaché à effectuer des radiales et "radiateurs" de SeaSoar – OPCT au niveau de fronts et à été amené à faire certains travaux d'intendance (comme la mise à l'eau et la récupération/remise en place de bouées – flotteurs, travaux sur les mouillages, etc..)

LES PRINCIPAUX RÉSULTATS

Ces résultats qui sont bien entendu partiels et temporaires, peuvent se résumer aux 8 points suivants :

- Bien que la zone POMME soit supposée "calme" (i.e. associée à une énergie cinétique turbulente tourbillonnaire faible), les observations ont montré que l'activité à moyenne et petite échelles était très développée et bien organisée.
- Malgré une année relativement chaude, une couche mélangée hivernale profonde a bien été formée au nord de la zone. Les processus de subduction ont en outre été observés, à petite échelle, i.e. au niveau des fronts séparant les tourbillons (sur quelques kilomètres).
- S'il y a bien eu une augmentation sensible de la production primaire (photosynthèse) entre POMME 1 et POMME 2 (doublement environ), la floraison n'a cependant pas été très intense et s'est plutôt distribuée d'une manière variable, en relation avec les structures dynamiques à moyenne et petite échelle.
- La campagne POMME 3 était caractérisée, surtout pendant le leg 2, par une très forte oligotrophie (activité biologique très faible) par épuisement de sels nutritifs, et par une accumulation de matière organique dissoute importante.
- La région est globalement autotrophe (i.e., par suite de l'activité biologique le CO₂ dissous est stocké en carbone organique), surtout en hiver et au printemps, avec une tendance neutre en fin d'été – automne.
- La structure de l'écosystème montre une grande variabilité saisonnière (taille des cellules phytoplanctoniques, réseau des producteurs supérieurs, etc.):
- La variabilité des stocks et flux bio-géochimiques intrasite (stations longues) est beaucoup moins forte que la variabilité entre les sites.
- Globalement, la région POMME est un puits net de CO₂ atmosphérique, les premières estimations donnant 0.8, 1.0 et - 0.3 GtC (flux positif vers l'océan) respectivement pour POMME 1, 2 et 3.

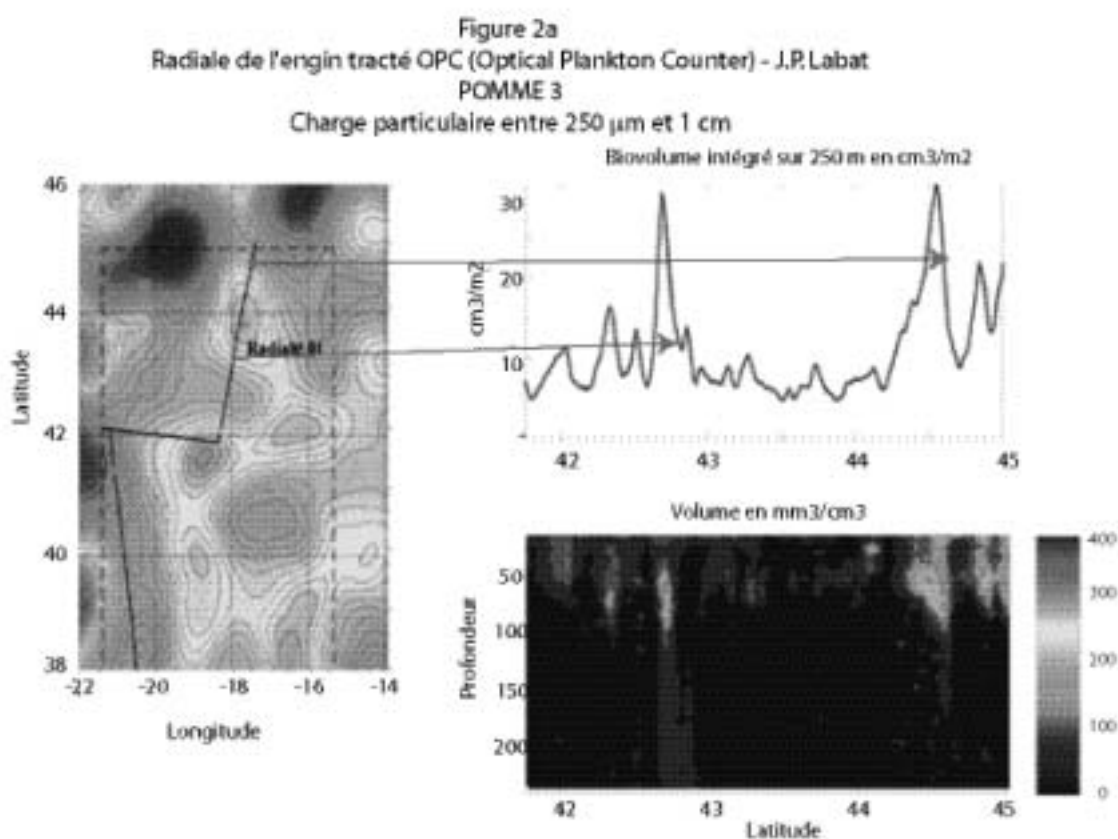


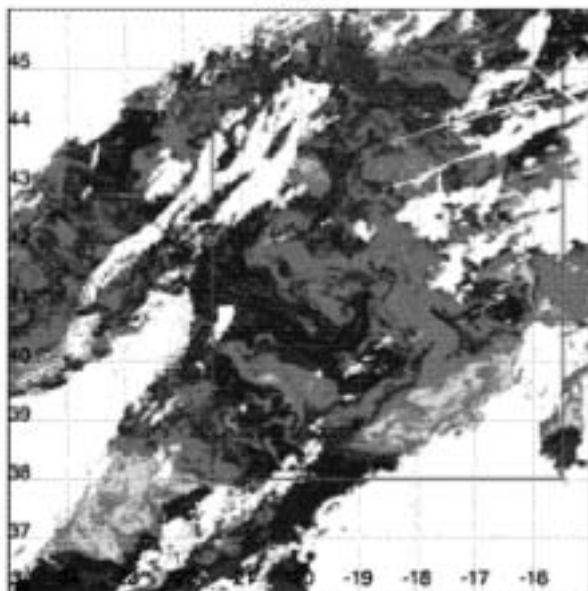
Fig. 2 - Signature de la petite échelle (quelques km). 2a : Section Seasoar-OPCT effectuée à bord d'un BSHM (SHOM) lors de POMME 3.

Les résultats présentés concernent les observations acquises avec l'OPCT, i.e. les concentrations de particules entre 250 µm et 1 cm (zooplancton). La figure de gauche montre la position de la section sur un fond de carte de sortie du modèle SOPRANE – hauteur de surface de la mer (symboles grisés identiques à la figure 1). Les résultats relatifs à cette section sont représentés en fonction de la latitude et de la profondeur sur la figure du bas, à droite. La figure du haut, à droite, trace le contenu intégré verticalement en particules sur 250 m : on peut y voir deux extrema fortement marqués, associés aux fronts bordant l'anticyclone situé vers 43.5°N

L'ANALYSE DES DONNÉES

La phase d'analyse des données a débuté et se déroulera au cours des deux années qui viennent : elle sera menée en parallèle à des études de modélisation numérique qui permettront de mieux situer les données dans un contexte régional, de mieux évaluer si les objectifs du projet ont été atteints, de décrire les processus dynamiques et bio-géochimiques dominants et de quantifier l'impact des différentes échelles sur les flux. Cette expérience donnera lieu en outre à la création d'une base de données extrêmement riche, qui sera à terme (vers la fin 2004) entièrement disponible pour la communauté internationale : le travail de centralisation et formatation des observations a déjà commencé au LODYC (Paris) et le LOV (Villefranche/Mer).

Couleur de la mer
Satellite Seawifs - 31 mars 2002 -
H. Loisel



PREMIÈRE CONCLUSION : IMPORTANCE DES TOURBILLONS

Qualitativement, une des conclusions principales de POMME concerne les échelles de variabilité spatiale des caractéristiques bio-géochimiques des masses d'eau : le signal (concentrations en chlorophylle, zooplancton, particules, pression partielle de CO₂, etc.) se trouve concentré sur quelques km ("petite échelle"), et est associé aux structures frontales et filamentaires qui résultent, d'une part, de la dynamique des tourbillons (quelques dizaines de km) et, d'autre part, de l'interaction entre les tourbillons (Figure 2). Ces petites échelles sont particulièrement bien mises en évidence par l'imagerie satellitale de la couleur de la mer (Figure 3). Ainsi, contrairement à certaines idées préconçues, les différences du fonctionnement de l'écosystème marin entre cyclones et anticyclones sont nettement moins marquées que les différences au niveau des limites des tourbillons et des fronts.

De plus amples informations peuvent être trouvées sur le site Web POMME :

<http://nansen.ipsl.jussieu.fr/POMME/>

Fig. 3 : Image Seawifs de couleur de la mer le 31 Mars 2002.

Les parties masquées (en blanc) sont associées à des nuages, dont la présence rend "aveugle" Seawifs. Les niveaux de gris foncés sont associés à des teneurs très faibles de chlorophylle, contrairement aux gris faibles. La résolution horizontale de cette carte est de 1 kilomètre, ce qui permet de bien voir, à côté de signatures de moyenne échelle (environ 10-20 km), des structures filamenteuses et en forme de champignon de taille nettement plus petite, associées à la petite échelle.