



HAL
open science

Rapport quadriennal 1995-1998

Pierre Hubert

► **To cite this version:**

Pierre Hubert. Rapport quadriennal 1995-1998. Comité national français de géodésie et géophysique. 1999. hal-04764332

HAL Id: hal-04764332

<https://hal.science/hal-04764332v1>

Submitted on 4 Nov 2024

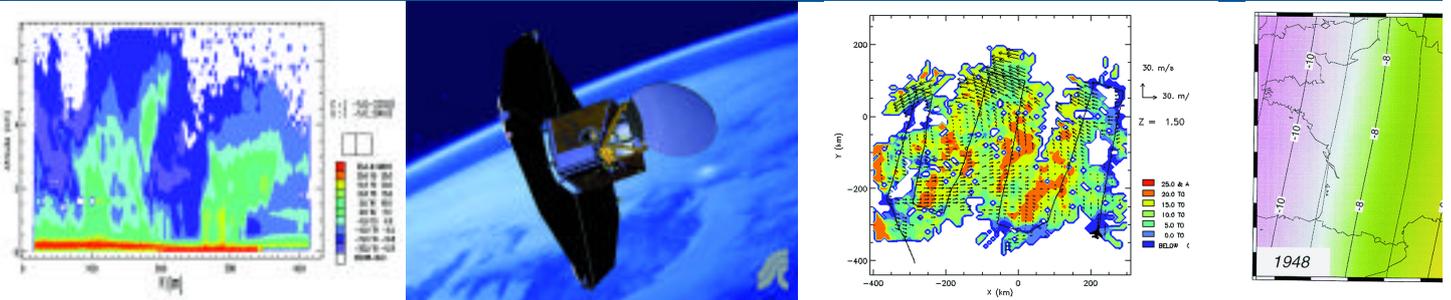
HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

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

RAPPORT QUADRIENNAL 1995 - 1998



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

Birmingham (Angleterre), du 18 au 30 juillet 1999



RAPPORT QUADRIENNAL

1995 - 1998

Préambule

Le CNFGG (Comité National de Géodésie et Géophysique) sera octogénaire cette année. Certaines tâches importantes qui lui incombait autrefois ont été depuis confiées à d'autres organismes. C'est le cas de la programmation nationale de la recherche, qu'assure principalement le CNRS depuis 1939. Au niveau international, certaines organisations spécialisées des Nations Unies, en particulier l'UNESCO, ont pris en charge après la guerre certains programmes, en particulier dans le domaine de l'hydrologie et de l'océanologie. Par contre le CNFGG a conservé la charge d'être le correspondant français de l'Union Géodésique et Géophysique Internationale (UGGI), fonction qui lui est dévolue par notre Académie des Sciences.

L'UGGI est un édifice complexe. C'est l'union de sept associations internationales spécialisées (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) dirigée par une assemblée de comités nationaux (le CNFGG pour la France) qui sont eux mêmes composés de la réunion de sept comités nationaux spécialisés dirigeant les associations internationales correspondantes. L'UGGI est membre du Conseil International des Unions Scientifiques (CIUS), et elle apporte à cet organisme, qui inspire la politique scientifique à l'échelle mondiale, le point de vue et la sensibilité des géodésiens et des géophysiciens. Outre leur dimension administrative, les congrès et assemblées de l'UGGI sont aussi des événements scientifiques d'un excellent niveau qui, malgré la multiplication des manifestations scientifiques internationales, attirent un vaste public.

L'activité du CNFGG et de ses sections est donc principalement orientée vers l'international et c'est dans cet esprit qu'un rapport quadriennal, présentant sous forme d'un ensemble d'articles un panorama de la recherche et des réalisations françaises dans le domaine de la géodésie et de la géophysique, est réalisé à l'occasion de chaque congrès de l'UGGI. C'est aussi pour faciliter la participation des chercheurs, en particulier les plus jeunes d'entre eux, aux manifestations scientifiques internationales, que le CNFGG a mis en place un programme de bourses de voyages. Le CNFGG et ses sections ne sont cependant pas inactifs au niveau purement national. Je m'en tiendrai au CNFGG stricto sensu, car il ne me reviens pas de présenter l'activité multiforme de ses sept sections spécialisées qui jouissent d'un très grande autonomie. Chaque année notre Assemblée générale, qui est aussi le lieu de retrouvailles amicales, nous offre l'occasion, après avoir sacrifié à quelques incontournables obligations administratives, de décerner le Prix de Géophysique récompensant un jeune chercheur et d'entendre une conférence d'intérêt général. Nos résolutions nous permettent également s'il en est besoin d'attirer l'attention des pouvoirs publics sur tel ou tel point relevant de nos compétences.

Sans doute est-il possible de faire plus. C'est ce à quoi nous voudrions nous consacrer dans les années qui viennent, en particulier en utilisant la liberté qui nous est donnée par notre relatif éloignement des tâches opérationnelles, de programmation, de gestion ou d'évaluation, pour nous attacher à des réflexions méthodologiques et prospectives à long terme très nécessaires au développement de notre discipline.

P. HUBERT,
Président du CNFGG

COMITÉ NATIONAL FRANÇAIS DE GÉODÉSIE ET GÉOPHYSIQUE
COMPOSITION DU CONSEIL (1998-2001)

En tant que membre du bureau :

Président : 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

1^{er} Vice-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

2^e Vice-Président : Michel MENVIELLE

CETP/ Observatoire de Saint Maur
4 Avenue de Neptune
94107 SAINT-MAUR-DES-FOSSES Cedex
Tél. : 01 45 11 42 34 et 01 69 15 67 39 (messages),
Fax : 01 48 89 44 33,
E-mail : michel.menvielle@cetp.ipsl.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

EOST
5 Rue René Descartes
67084 STRASBOURG Cedex
Tél. : 03 88 41 63 93, Fax : 03 88 61 67 47,
E-mail : rschlich@eost.u-strasbg.fr

En tant que membre français du bureau de l'UGGI :

Secrétaire Général : Georges BALMINO

CNES/GS
18 Avenue E. Belin
31401 TOULOUSE Cedex 4
Tél. : 05 61 33 28 89, Fax : 05 61 25 30 98,
E-mail : Balmino.uggi@cnes.fr

En tant que Président ou Secrétaire de section :

• **Section 1 :**

Président : Claude BOUCHER

ENSG/LAREG
6-8, Avenue Blaise Pascal
Cité Descartes
Champs-sur-Marne
77455 MARNE-LA-VALLÉE Cedex 2
Tél. : 01 64 15 32 50, Fax : 01 64 15 32 53,
E-mail : boucher@ensg.ign.fr

Secrétaire : 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

• **Section 2 :**

Président : 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@faille.unice.fr

Secrétaire : Nicole BETHOUX

CNRS - Sophia-Antipolis
UNSA
250 Rue Albert Einstein
06560 VALBONNE
Tél. : 04 92 94 26 26, Fax : 04 92 94 26 10,
E-mail : bethoux@faille.unice.fr

• **Section 3 :**

Président : Jean-François LENAT

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

Secrétaire : Georges BOUDON

Observatoires Volcanologiques B89
IPGP - 4 Place Jussieu 75252 Paris cedex 5.
E-mail : boudon@ipgp.jussieu.fr

• **Section 4 :**

Président : Alain HAUCHECORNE

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

Secrétaire : François BERTIN

CETP/Observ. de St. Maur
4 Avenue de Neptune
94107 ST-MAUR-DES-FOSSÉS Cedex
Tél. : 01 45 11 42 52, Fax : 01 48 89 44 33,
E-mail : Francois.Bertin@cetp.ipsl.fr

• **Section 5 :**

Président : Jean-Louis FELLOUS

CNES
DP/OT
2, Place Maurice Quentin
75039 Paris Cedex 01
Tél. : 01 44 76 75 90, Fax : 01 44 76 78 67,
E-mail : Jean-Louis.Fellous@cnes.fr

Secrétaire : Serge JANICOT

LMD/Ecole Polytechnique
Route Départementale 36
91128 PALAISEAU Cedex
Tél. : 01 69 33 45 38, Fax : 01 69 33 30 05,
E-mail : Janicot@lmd.ens.fr

• **Section 6 :**

Président : Jean-Claude OLIVRY

IRD
BP 5045
34032 MONTPELLIER Cedex 1
Tél. : 04 67 41 64 30, Fax : 04 67 54 71 06,
E-mail : J-Claude.Olivry@mpl.ird.fr

Secrétaire : Jacques SIRCOULON

IRD
213 Rue Lafayette
75480 PARIS Cedex 10
Tél. : 01 48 03 75 31/76 32, Fax : 01 48 03 79 09,
E-mail : sircou@paris.ird.fr

• **Section 7 :**

Président : Michel CREPON

LODYC
Lab. d'Océanographie et de Climatologie
4 Place Jussieu
Tour 14, 2^e étage, BC 100
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, 2^{ème} 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 :

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

En tant que Président sortant de section :

• Section 1 :

Martine FEISSEL
Institut Géographique National ENSG/LAREG
Cité Descartes, Champs-sur-Marne
77455 Marne la Vallée
Tél. : 01 64 15 32 83, Fax : 01 64 15 32 53,
E-mail : feissel@ensg.ign.fr

• Section 2 :

Guy PERRIER
LGIT - Observatoire de Grenoble
B.P. 53
38041 GRENOBLE Cedex 9
Tél. : 04 76 82 80 37
Fax : 04 76 82 81 01
E-mail : Guy.Perrier@obs.ujf-grenoble.fr

• Section 3 :

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

• Section 4 :

Michel MENVIELLE
CETP/ Observatoire de Saint Maur
4 Avenue de Neptune
94107 SAINT-MAUR-DES-FOSSES Cedex
Tél. : 01 45 11 42 34 et 01 69 15 67 39 (messages),
Fax : 01 48 89 44 33,
E-mail : michel.menvielle@cetp.ipsl.fr

• Section 5 :

Pierre de FELICE
LMD/Ecole Polytechnique
91128 PALAISEAU Cedex
Tél. : 01 69 33 45 55, Fax : 01 69 33 30 05,
E-mail : defelice@lmdx04.polytechnique.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 COMITE 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 1^{er} 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 GÉOPHYSIQUE
HISTORIQUE

À 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 / IUGG) 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 françaises 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 prési-

dent 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 versions 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 : géodésie

- Page 27 ACTIVITÉS FRANÇAISES DANS LE DOMAINE DE LA GRAVIMÉTRIE ET DU CHAMP
DE PESANTEUR (1994 - 1998)
FRENCH ACTIVITIES IN THE DOMAIN OF GRAVIMETRY AND GRAVITY FIELD (1994 - 1998)
M. AMALVICT, R. BAYER, R. BIANCALE, H. DUQUENNE, N. FLORSCH, J. HINDERER, M. LLUBES

- Page 39 TECHNIQUES SPATIALES DE LA GÉODÉSIE DORIS, GLONASS ET TÉLÉMÉTRIE LASER
GEODESIC SPACE TECHNIQUES: DORIS, GLONASS AND LASER RANGING
P. EXERTIER, F. BARLIER, P. BONNEFOND, P. WILLIS

- Page 47 ASTROMÉTRIE, GÉODYNAMIQUE ET SYSTÈMES DE RÉFÉRENCE
ASTROMETRY, GEODYNAMICS AND REFERENCE SYSTEMS
M. DIAMENT, M. FEISSEL

Section 2 : sismologie et physique de l'intérieur de la Terre

- Page 59 COMPARAISON DE DEUX SÉISMES DESTRUCTEURS EN FRANCE EN 1996 :
SAINT-PAUL-DE-FENOUILLET (PYRÉNÉES) ET ÉPAGNY (ALPES)
*COMPARISON OF TWO DAMAGING EARTHQUAKES IN FRANCE IN 1996:
SAINT-PAUL-DE-FENOUILLET (PYRENEES) AND ÉPAGNY (ALPS)*
J. FRÉCHET, A. RIGO, A. SOURIAU, F. THOUVENOT

- Page 71 DES IMAGES DU SYSTÈME LITHOSPHERE-ASTHÉNOPHÈRE SOUS LA FRANCE :
L'APPORT DE LA TOMOGRAPHIE TÉLÉSISMIQUE ET DE L'ANISOTROPIE SISMIQUE
*IMAGES OF THE LITHOSPHERE-ASTHENOSPHERE SYSTEM BENEATH FRANCE:
A CONTRIBUTION FROM TELESEISMIC TOMOGRAPHY AND SEISMIC ANISOTROPY*
M. GRANET

- Page 89 PRINCIPALES PUBLICATIONS DES MEMBRES DE LA SECTION II
MAJOR PUBLICATIONS OF SECTION II MEMBERS

Section 3 : volcanologie et chimie de l'intérieur de la Terre

- Page 103 DÉGAZAGES MAGMATIQUES ET FLUX VOLCANIQUES. RÔLE DE L'EAU.
DÉGASSING OF MAGMATIC VOLATILES AND VOLCANIC GAS FLUXES. THE ROLE OF WATER.
P. ALLARD, N. MÉTRICH

- Page 111 ÉRUPTIONS PLINIENNES ET ÉRUPTIONS À DÔMES DANS L'ACTIVITÉ RÉCENTE
DE LA MONTAGNE PELÉE, MARTINIQUE
PLINIAN AND DOME ERUPTIONS IN THE RECENT ACTIVITY OF MONT PELÉE, MARTINIQUE
G. BOUDON, B. VILLEMANT, J.-C. KOMOROWSKI

- Page 121 INTERFÉROMÉTRIE RADAR APPLIQUÉE AUX VOLCANS : CAS DE L'ETNA ET DES CHAMPS
PHLÉGRÉENS (ITALIE)
*VOLCANOLOGICAL APPLICATIONS OF RADAR INTERFEROMETRY: ETNA AND PHLEGREAN
FIELDS (ITALY)*
P. BRIOLE, A. AVALLONE, F. BEAUDUCEL, A. BONFORTE, V. CAYOL, C. DEPLUS, C. DELACOURT,
J.-L. FROGER, B. MALENGREAU, G. PUGLISI

- Page 129 STRUCTURE INTERNE DU PITON DE LA FOURNAISE ET DE L'ETNA
D'APRÈS LA TOMOGRAPHIE SISMIQUE
*INTERNAL STRUCTURE OF PITON DE LA FOURNAISE AND ETNA VOLCANOES
FROM SEISMIC TOMOGRAPHY*
A. HIRN, J.-C. LÉPINE, M. SAPIN, M. LAIGLE, R. NICOLICH, J. GALLART, V. LANKAR,
A. NERCESSIAN, B. DE VOOGD, P. CHARVIS, J.-L. VEINANTE, J. VERHILLE

- Page 137 MODÉLISATION ANALOGIQUE DE L'INSTABILITÉ DES ÉDIFICES VOLCANIQUES
ANALOGIC MODELLING OF THE INSTABILITY OF VOLCANIC EDIFICES
O. MERLE, A. BORGIA, J.-P. CALLOT, F. DONNADIEU, T. DRUITT, L. GEOFFROY,
O. ROCHE, B. VAN WYK DE VRIES, N. VIDAL

Section 4 : géomagnétisme et aéronomie

- Page 145 CONTRIBUTION DE LA FRANCE À L'OBSERVATION DU CHAMP MAGNÉTIQUE TERRESTRE
CONTRIBUTION OF FRANCE TO THE OBSERVATION OF THE EARTH'S MAGNETIC FIELD
J. BITTERLY, M. MANDEA ALEXANDRESCU, J.-J. SCHOTT, J. VASSAL

- Page 159 DYNAMIQUE DU SYSTÈME IONOSPHERE-MAGNÉTOSPHERE TERRESTRE :
CONTRIBUTION DES RADARS SOL EISCAT-ESR ET SUPERDARN
*COUPLED DYNAMICS OF THE TERRESTRIAL IONOSPHERE-MAGNETOSPHERE SYSTEM:
CONTRIBUTION OF EISCAT-ESR AND SUPERDARN RADARS*
J.-C. CERISIER

- Page 171 LE PROJET D'EXPLORATION MAGNÉTOSPHÉRIQUE INTERBALL
*EXPLORATION OF THE EARTH'S MAGNETOSPHERE BY THE INTERBALL-1
AND 2 SPACECRAFTS*
N. DUBOULOZ, S. PERRAUT, H. DE FERAUDY, F. LEFEUVRE, J.-A. SAUVAUD

- Page 187 OBSERVATION DE LA STRATOSPHERE PAR SATELLITE
OBSERVATION OF THE STRATOSPHERE FROM SATELLITE
A. HAUCHECORNE, J.-L. BERTAUX, C. DENIEL, C. CAMY-PEYRET, J. DE LA NOË

- Page 199 DÉTECTION DES CHANGEMENTS DE LA STRATOSPHERE
DETECTION OF STRATOSPHERIC CHANGES
P. KECKHUT, S. GODIN, F. GOUTAIL, A. SARKISSIAN, A. HAUCHECORNE, C. SOUPRAYEN, C. VIALLE, C. DAVID,
V. BERGERET, A. HERTZOG, M. MARCHAND, J.-P. POMMEREAU, M.-L. CHANIN, G. MEGIE, M. GUIRLET, J. DE LA NOË,
P. RICAUD, O. LEZEAUX, H. BENCHERIF, T. PORTAFAIX, F. POSNY, M.-F. MERIENNE, A. BARBE, T. LEBLANC

Section 5 : météorologie et physique de l'atmosphère

- Page 221 DYNAMIQUE ATMOSPHÉRIQUE ET CONDITIONS DE SURFACE :
L'EXEMPLE DE LA MOUSSON OUEST-AFRICAINE
ATMOSPHERIC DYNAMICS AND SURFACE CONDITIONS: THE WEST AFRICAN MONSOON.
B. FONTAINE, S. JANICOT

- Page 229 L'EXPÉRIENCE FASTEX : UNE CHASSE AUX CYCLOGÉNÈSES SECONDAIRES
THE FASTEX EXPERIMENT: HUNTING THE SECONDARY CYCLOGENESSES.
Y. LEMAÎTRE

- Page 241 LES PREMIERS RÉSULTATS SCIENTIFIQUES DE POLDER SUR ADEOS
THE FIRST SCIENTIFIC RESULTS FROM POLDER ON ADEOS
M. LEROY, J.-C. BURIEZ, P.-Y. DESCHAMPS, J.-L. DEUZE, M. HERMAN, P. GOLOUB,
D. TANRE, M. VESPERINI, F.-M. BREON, G. SEZE, A. BRICAUD, A. LIFERMANN

Section 6 : sciences hydrologiques

- Page 253 RÉPARTITION DES ÉCOULEMENTS EN BASSES EAUX. ASPECTS MÉTHODOLOGIQUES.
SPATIALIZATION OF LOW WATER FLOWS. METHODOLOGY.
J. CORBONNOIS, D. FRANÇOIS, I. ARTS, M. SARY, E. GILLE, P. GAMEZ, A. DEVOS, J.-P. DECLoux

- Page 261 MODÉLISATION MATHÉMATIQUE ET THÉORIE DES SOUS-ENSEMBLES FLOUS.
APPLICATION À L'ESTIMATION DES IMPRÉCISIONS DANS LA MODÉLISATION DU DEVENIR
DES PRODUITS PHYTOSANITAIRES DANS LES EAUX SOUTERRAINES.
*MATHEMATICAL MODEL AND FUZZY SET THEORY - EVALUATION OF IMPRECISION
IN PESTICIDE GROUNDWATER POLLUTION MODELLING.*
C. FREISSINET, J. CUNGE, M. ERLICH, M. VAUCLIN

- Page 269 REFONDATION DU CONCEPT DE RÉGIME HYDROLOGIQUE
HYDROLOGICAL REGIME CONCEPT REFUNDATION
G. OBERLIN, P. HUBERT

- Page 279 VARIABILITÉ CLIMATIQUE ET FONCTIONNEMENT HYDROLOGIQUE D'UN GLACIER TROPICAL
CLIMATIC VARIABILITY AND HYDROLOGICAL FUNCTIONING OF A TROPICAL GLACIER
P. RIBSTEIN, B. POUYAUD, J.-E. SICART, P. WAGNON, E. RAMIREZ RODRIGUEZ, B. FRANCOU

Section 7 : sciences physiques de l'océan

- Page 291 SÉPARATION DU COURANT ALGÉRIEN AU NIVEAU DU DÉTROIT DE SICILE
SEPARATION OF THE ALGERIAN CURRENT AT THE SICILY STRAIT
L. GERVASIO, L. MORTIER, M. CREPON
- Page 295 ASSIMILATION DE DONNÉES ALTIMÉTRIQUES TOPEX/POSEIDON DANS UN MODÈLE
DE L'OCÉAN PACIFIQUE TROPICAL
*ASSIMILATION OF TOPEX/POSEIDON ALTIMETER DATA IN A MODEL OF THE TROPICAL
PACIFIC OCEAN*
L. GOURDEAU, J. VERRON
- Page 301 UTILISATION DE RÉSEAUX DE NEURONES DANS LE CADRE DE PRÉVISIONS
DE SÉRIES CHRONOLOGIQUES : ILLUSTRATION SUR LE PHÉNOMÈNE EL NINO SOUTHERN
OSCILLATION
*TIME SERIE PREDICTION BY USING NEURAL NETWORKS: ILLUSTRATION
TO THE FORECAST OF EL NINO SOUTHERN OSCILLATION*
O. MAAS, J.-P. BOULANGER, S. THIRIA
- Page 305 LE PROJET MERCATOR, UNE CONTRIBUTION À GODAE.
THE FRENCH PROJECT MERCATOR, A CONTRIBUTION TO GODAE
ÉQUIPE MERCATOR
- Page 307 TOURBILLONS ET VARIABILITÉ MÉSO-ÉCHELLE EN ATLANTIQUE NORD
EDDIES AND MESO-SCALE VARIABILITY IN THE NORTH ATLANTIC OCEAN
J. PAILLET, A. SERPETTE, T. PICHEVIN, Y. MOREL, A. TYCHENSKY, X. CARTON

Illustrations couleur • Page 317

SECTION 1 : GÉODÉSIE
BRANCHE FRANÇAISE DE L'ASSOCIATION INTERNATIONALE DE GÉODÉSIE

ACTIVITES FRANÇAISES DANS LE DOMAINE DE LA GRAVIMETRIE ET DU CHAMP DE PESANTEUR (1994 - 1998)

FRENCH ACTIVITIES IN THE DOMAIN OF GRAVIMETRY AND GRAVITY FIELD (1994 - 1998)

M. AMALVICT¹, R. BAYER², R. BIANCALE³, H. DUQUENNE⁴, N. FLORSCH⁵, J. HINDERER¹, M. LLUBES⁵

¹EOST, Strasbourg / ²LGT-ISTEEM, Montpellier / ³CNES-GRGS, Toulouse / ⁴ESGT, Le Mans / ⁵LEPCAT, La Rochelle

ABSTRACT

This paper presents a survey of French activities in the domain of gravity field determination and geodynamic applications.

GRGS (Groupe de Recherches de Géodésie Spatiale) has been involved for 25 years in Earth gravity field modelling. The recently published GRIM4 models were achieved in cooperation with GFZ / Potsdam. They allow orbit adjustments of geodetic satellites at a sub-decimeteric precision level and describe the global geoid down to 555 km wavelengths at a precision level of a few decimeters. Since 1995, teams at GRGS and GFZ have prepared a new generation of gravity models, in view of next satellite missions dedicated to Earth's gravity field and altimetry, by defining at first upgraded orbit computation standards. Preliminary GRIM5 solutions have still shown appreciable improvements. Moreover, performed mission analysis studies have demonstrated that the next gravity field missions, such as CHAMP and GRACE, will bring in the next few years considerable improvements, at least by a factor of 10, in the knowledge of the global gravity field.

In the field of gravimetry, numerous measurements have been undertaken by the Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre in Strasbourg with the GWR superconducting gravimeter and a newly acquired FG5 absolute gravimeter. Calibration and monitoring of the drift of the GWR instrument have been improved. The FG5 was compared with other instruments in Belgium and Italy and took part in the international inter-comparison campaign in Sèvres, 1997. In the sub-sismic and seismic domains of frequencies, the GWR gravimeter was compared with other superconducting instruments and with a STS-1 sismometer, improving the understanding of the global or local origins of signals. Periodic measurements campaigns have been initialised with the FG5 instrument in collaboration with CERGA at the LLR-SLR station in Grasse in order to study the long term stability of the station by gravimetric and geodetic methods. In collaboration with SHOM and LEPCAT, periodic absolute measurements have been undertaken close to a tide gauge and a GPS permanent station in Brest, aiming at discriminating between sea level change and crustal deformations. The ocean loading effect is clearly visible on the first records. EOST and LEPCAT collaborated

to analyse the continuous measurements in Strasbourg, which allowed identification of quarterdiurnal tidal waves and computation of the parameters of the free core nutation by a number of inverse methods.

The Laboratoire de Géophysique et Tectonique of the Montpellier II University completed several regional studies. In Western Gulf of Oman, the mechanisms of the deformation has been described from seismic and gravity data. The LGT participated in the "GEOFRANCE 3D Alpes" project in collaboration with BRGM by ground gravity surveys. Gravity data were also acquired over the French Alps by aerial survey, in collaboration with the ETH, Zürich. Preliminary processing are completed and a detailed map of Bouguer anomalies should be available by 1999. In connection with these works, effect of the troposphere on the vertical GPS accuracy was investigated, using a water vapor radiometer.

A solution for the quasigeoid in France has been presented by the Ecole Supérieure des Géomètres et Topographes. It was computed by the residual terrain model method. The quasigeoid was compared to a set of levelled GPS points: a statistical analysis was employed to distinguish errors in geodetic network from errors in gravity data. A grid to convert ellipsoidal heights into normal heights was derived. The precision of the grid was evaluated by independent data sets.

1. DÉTERMINATION DU CHAMP DE GRAVITÉ GLOBAL

Depuis 1974, le GRGS s'est engagé dans la modélisation du champ de gravité global de la Terre et en a fait une de ses activités majeures qui s'est développée en étroite collaboration avec le Pr. Reigber (à l'Université de Munich, puis au DGFI, enfin au GFZ/Potsdam). Les modèles GRIM réalisés ont acquis une réputation internationale et les dernières versions GRIM4-S4/C4 publiées en 1997 (Schwintzer et al., 1997) sont une référence de la précision aujourd'hui atteinte à la fois dans les calculs d'orbite et sur les grandes longueurs d'onde du géoïde. Les modèles GRIM4-S4/C4 sont développés jusqu'au degré 72 (> 555 km) en harmoniques sphériques. Ils intègrent plus de 2 600 000 données de suivi de 34 satellites, combinées dans le modèle C4 avec 22 500 données moyennes (1° x 1°) d'anomalies de gravité sur les continents et 28 500 données moyennes (1° x 1°) d'une surface moyen-

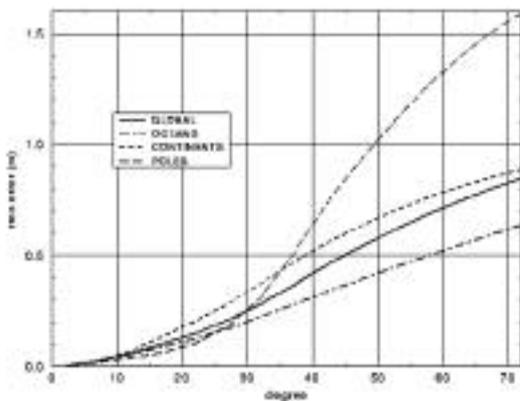


Fig. 1 : Erreur intégrée sur le géoïde basée sur la matrice de covariance de GRIM4-C4

ne océanique calculée au GRGS à partir des données altimétriques GEOSAT, ERS1 et TOPEX.

De nombreuses évaluations de ces modèles ont été réalisées soit à partir de la matrice de covariance pour estimer l'impact des erreurs en termes de précision radiale d'orbite, de précision du géoïde par zones géographiques et intégrée (en degré sur plusieurs longueurs d'onde), de précision de la circulation géostrophique..., soit par comparaison à d'autres modèles de champs globaux (JGM 2S, JGM 3), de géoïde (OSU 95), d'anomalies de gravité, de surfaces moyennes océaniques..., soit encore en ajustement d'orbite. En synthèse des performances des modèles GRIM4-S4/C4, on peut affirmer aujourd'hui que la qualité du positionnement des satellites géodésiques au-dessus de 800 km d'altitude est sub-décimétrique (elle est métrique dans le cas de GFZ1 à 400 km). En termes de précision sur le géoïde, le niveau du modèle combiné C4 est plutôt pluri-décimétrique. L'incertitude va croissant avec le degré harmonique sphérique, c'est-à-dire vers les plus petites longueurs d'onde. La connaissance globale du géoïde au degré 50 (longueur d'onde : 800 km) atteint 60 cm alors qu'elle se dégrade à plus de 80 cm au degré 72 de troncature du modèle (longueur d'onde : 555 km). La **Figure 1** basée sur l'analyse de covariance du modèle C4 montre bien ce comportement ainsi que la disparité de précision qui existe entre les zones océaniques, continentales et polaires due au type de données de surface utilisées et qui interviennent notamment à partir du degré 25. En deçà, l'apport prépondérant des données de suivi tend à minimiser les différences géographiques. La **Figure 2** qui représente l'écart intégré en degré entre le modèle GRIM4-C4 et le modèle américain JGM 3 (NASA/UTEX) corrobore ce phénomène, sauf peut être en zone continentale. La différence provient probablement de ce que les lots d'anomalies de gravité, utilisés sur les zones aussi grandes que l'Amérique du Sud, l'Himalaya ou l'Afrique Centrale, sont différents.

Dès 1995, le GRGS et le GFZ ont engagé le processus de réitération des modèles GRIM4 pour tirer parti des évolutions des algorithmes et des modèles jusqu'à nos jours, dans un cadre scientifique d'une part, et d'autre part

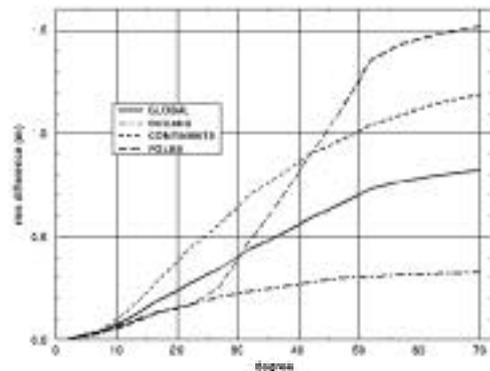


Fig. 2 : Écart intégré sur le géoïde entre les modèles JGM3 et GRIM4-C4

dans le cadre du projet de satellite allemand CHAMP, à participation CNES, pour lequel GRIM5 doit servir de modèle de base. L'enjeu ne s'arrête d'ailleurs pas là puisque, outre une meilleure modélisation du géoïde attendue par cette mission et estimée à une précision de 10 cm jusqu'à 800 km de longueur d'onde, le modèle GRIM5-CHAMP est proposé pour servir au calcul des orbites opérationnelles des satellites altimétriques ENVISAT et Jason. Le GRGS et le GFZ ont établi conjointement les bases de cette réitération en définissant les standards GRIM5. Ces nouveaux standards qui ont entraîné un grand nombre de modifications dans les logiciels respectifs GINS et EPOS ont été suscités et établis par nombre de travaux originaux nationaux ou au sein du GRGS. Cela est le cas pour la modélisation du frottement (modèle DTM94, C. Berger et al. 1998), de l'albédo et du flux infrarouge (P. Rozanes, 1997), des forces thermiques sur les satellites Lageos notamment (G. Metris, 1997), de la reconsidération des problèmes de repère, de la prise en compte d'un modèle statique d'océan dans la réponse globale de la Terre à la variation de charge atmosphérique (P. Gegout, 1995), des marées océaniques (modèle IMG-FES95, C. Le Provost et al., 1998 ; F. Lyard, 1998) et terrestres (Conventions IERS, P. Gegout). D'autre part, les travaux réalisés dans le cadre de l'IERS constituent un support important aux standards GRIM5 puisque aussi bien la nouvelle série homogène des paramètres de rotation de la Terre (EOP97 C04) que le système de référence terrestre (ITRF96) ont été adoptés comme modèles a priori.

D'autres actions importantes ont été menées pendant cette phase préparatoire, qu'elles aient trait à l'algorithmique ou à l'observation : par exemple, une demande de campagne laser internationale sur les satellites DIADEME, satellites géodésiques lancés par le CNES en 1967, a été formulée auprès de la sous-commission laser du CSTG. Cette demande, qui a donné lieu à une campagne d'observation de six mois en 1997, a permis de substituer les anciennes mesures trop éparses et trop peu précises des satellites DIC et D-1D lancés il y a plus de 30 ans sur des orbites peu inclinées (40°) et quelque peu excen-

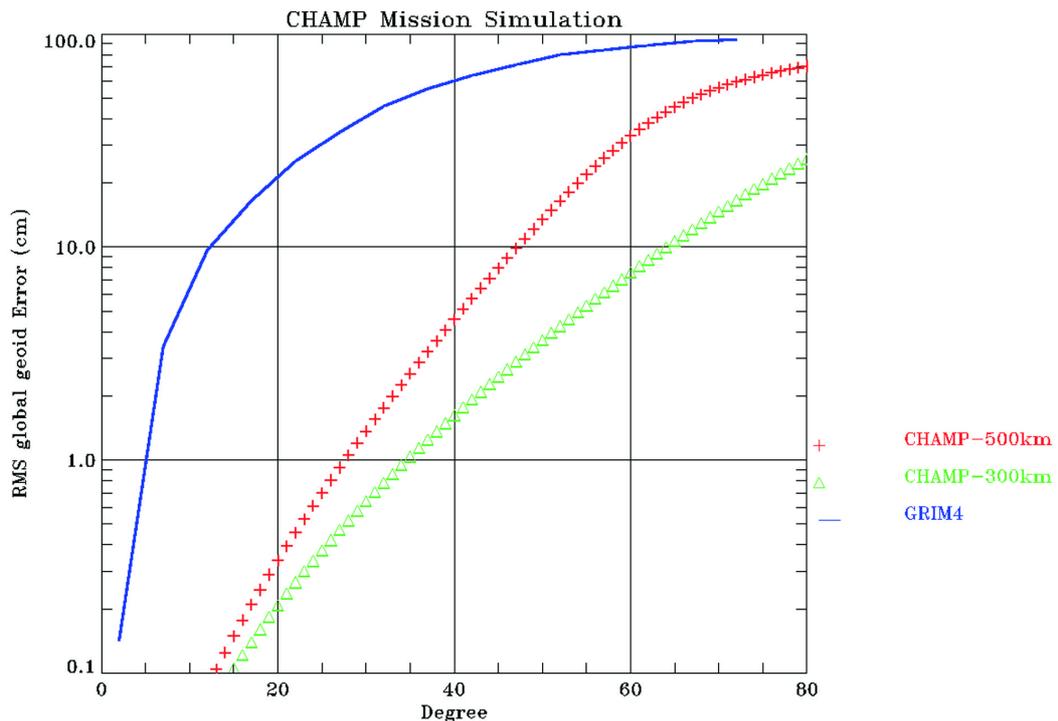


Fig. 3 : Précisions intégrées du géoïde relatives au modèle GRIM4 et estimées par analyse de la mission CHAMP à 500, puis à 300 km

triques (entre 600 et 1100/1700 km). Ces caractéristiques présentes sur ces seuls satellites en font des cibles tout à fait intéressantes pour la modélisation du champ de gravité terrestre

Les premières solutions GRIM5, bien qu'incomplètes et peu affinées, ont d'ores et déjà montré un gain sensible, notamment en utilisation en calcul d'orbite. Cela est de bon augure pour la suite des études sur le champ de gravité global de la Terre, grâce dans un premier temps aux retombées de la prochaine mission CHAMP (DARA) et plus tard à l'horizon 2001 de la mission GRACE (NASA/DLR).

CHAMP est le projet allemand de satellite scientifique en cours de réalisation et dont les objectifs principaux sont à la fois le champ magnétique et le champ de gravité terrestres et dont le lancement est prévu pour début 2000. L'instrumentation géodésique embarquée comprend principalement un récepteur double fréquence GPS, un réflecteur laser, un accéléromètre. Grâce aux outils d'analyse de mission développés dans le cadre des projets GAMES et BRIDGE, le GRGS a réalisé plusieurs simulations qui ont montré que cette mission, à 470 puis 300 km d'altitude, peut permettre de recouvrir le champ de gravité de la Terre avec la précision requise de 10 cm jusqu'aux longueurs d'onde de 800 km (Figure 3). Cette argumentation, conditionnée par la qualité de l'accéléromètre à mieux que 10^{-8} m/s² rms a poussé le CNES à intervenir dans le projet et à proposer la fourniture de l'accéléromètre STAR de l'ONERA de résolution quelque 10^{-9} m/s². L'accord CNES/DARA sur la participation française à CHAMP a

été entériné par la proposition officielle du président du CNES datée du 6 septembre 1996. Cette mission aura en outre un impact important sur la mission altimétrique Jason décidée conjointement par le CNES et la NASA, puisque concomitante, l'amélioration obtenue sur le champ de gravité par l'une permettra de réduire l'erreur radiale d'orbite dépendant de la modélisation du champ sur l'autre à moins de 3 mm d'après nos simulations, ce qui devrait permettre de satisfaire la performance centimétrique annoncée.

2. GRAVIMÉTRIE

2.1. Résultats liés au gravimètre supraconducteur de Strasbourg GWR Instruments

Le gravimètre à supraconductivité de Strasbourg, qui est le seul instrument de ce type en France, a poursuivi son enregistrement en continu des variations temporelles de la gravité terrestre sur un très large spectre allant des modes de vibrations sismiques aux phénomènes de période supérieure à l'année. Rappelons que cet instrument, qui conjugue une forte sensibilité à une dérive à long terme très faible par rapport aux gravimètres classiques mécaniques, fait partie du réseau mondial de gravimètres cryogéniques dans le cadre du Global Geodynamics Project (Crossley & Hinderer 1995), dont la période d'observations communes a débuté en juillet 1997.

Plusieurs résultats importants ont été obtenus dans le cadre de l'étude des marées terrestres. Le premier concerne l'identification spectrale des ondes de marées quart

diurnes (de période proche de 6 heures) d'amplitude très faible de l'ordre du nanogal ($1 \text{ nanogal} = 10^{-11} \text{ m.s}^{-2} = 1 \text{ pico-g}$) (Florsch et al. 1995a, b) Cette identification est importante car elle démontre l'aptitude des gravimètres supraconducteurs à détecter des signaux de très faible amplitude comme ceux qui proviennent de l'intérieur profond de la Terre.

Le second concerne l'effet de résonance du noyau liquide sur les ondes de marée diurnes, en utilisant plusieurs méthodes inverses (dont, en particulier, une approche Bayésienne rapportée plus loin dans cet article) de détermination des paramètres (période, facteur de qualité, amplification) du mode de rotation libre presque diurne (Free Core Nutation) (Florsch et al. 1994 ; Defraigne et al. 1994, 1995 ; Hinderer 1997a, b ; Florsch & Hinderer 1998).

Dans la bande de fréquences sub-sismiques (périodes supérieures à 1 heure), plusieurs études comparatives des signaux provenant de gravimètres cryogéniques ont été menées (Hinderer et al. 1994). En particulier, nous avons intensivement cherché les modes oscillatoires du noyau liquide dont la détection serait d'un grand intérêt pour la connaissance de la dynamique interne de notre planète. Ces études ont permis de mieux comprendre quels étaient les signaux globaux de caractère planétaire, ainsi que ceux de nature plus locale. Malheureusement, le signal qui avait été mis en évidence d'un triplet lié au mode de translation de la graine solide (mode de Slichter) dans les enregistrements de trois gravimètres supraconducteurs situés en Europe (Smylie et al. 1994) n'a pas pu être confirmé dans d'autres enregistrements (Jensen et al. 1995 ; Hinderer et al. 1995, Florsch et al. 1995c).

Un autre point intéressant est d'ordre plus métrologique et concerne une comparaison entre un gravimètre cryogénique et un sismomètre longue période de type STS-1 (Freybourger et al. 1997) ; cette étude montre que les deux instruments ont des capacités comparables dans la bande de fréquences sismiques mais que le bruit instrumental du capteur sismologique est considérablement supérieur pour le domaine de fréquences plus basses, très probablement à cause d'effets thermiques.

Dans le domaine des longues périodes, deux études liées aux effets gravifiques du mouvement du pôle de rotation terrestre méritent d'être citées. La première montre l'importance d'acquérir une série longue à l'aide de gravimètres cryogéniques pour pouvoir séparer les effets annuels (de diverses origines physiques) des effets du terme chandlerien de 435 jours de période. C'est ainsi qu'une série de 3000 jours du gravimètre GWR T005 à Strasbourg a permis d'obtenir un facteur gravimétrique $= 1.2 \pm 0.1$ (fonction de transfert de la Terre) pour ce terme (Hinderer et al. 1998a ; Loyer et al. 1998). La deuxième étude, qui utilise un jeu de 2 ans du nouveau gravimètre à supraconductivité GWR C026, démontre la capacité de ces instruments à détecter le mouvement du pôle, et ceci en accord avec des mesures répétées de gra-

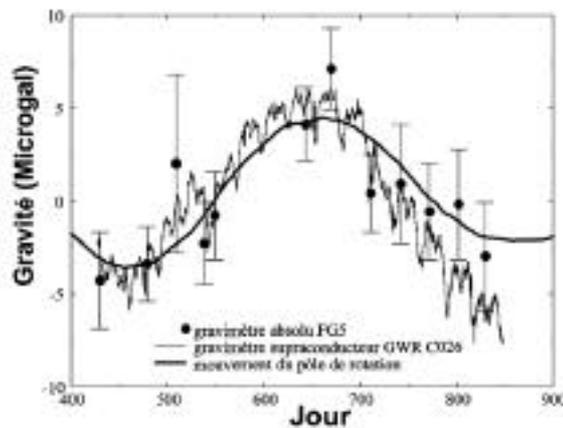


Fig. 4 : Comparaison entre gravimètres supraconducteur et absolu à la station de Strasbourg.

vimétrie absolue au même lieu, comme le montre la **Figure 4** (Amalvict et al. 1998a, b).

Enfin, dans le but de mieux corriger nos enregistrements de gravité des effets perturbateurs de pression atmosphérique, nous avons calculé les différences entre une approche (classique) locale qui utilise la notion d'admittance (Crossley et al. 1995) et une approche globale qui utilise les fonctions de Green atmosphériques. Les premiers résultats montrent de réelles différences en ce qui concerne les phénomènes à longue période (par exemple annuel) et ceux à composante thermique (tels que l'onde solaire S_1), mais relativement peu d'écart pour les ondes de marée diurnes et semi-diurnes (Boy et al. 1998a, b).

2.2. Résultats liés au gravimètre absolu portable FG5 (Micro-g Solutions)

L'ensemble de la communauté gravimétrique française a acquis fin 1996 un gravimètre absolu portable (modèle FG-5 de Micro-g Solutions Inc.) qui est un instrument d'une précision remarquable (proche du microgal) afin de mieux connaître le champ de pesanteur à la fois spatialement et temporellement (à très long terme). Les séries de mesures continues en parallèle avec le gravimètre cryogénique GWR C026 à intervalle régulier de l'ordre du mois depuis janvier 1997 ont deux objectifs principaux :

- l'étalonnage précis du gravimètre relatif avec une précision, qui est voisine de 0.1 % (Amalvict et al. 1998a, b), précision requise pour de nombreuses applications en Géodynamique (cf. Crossley & Hinderer 1995) ;

- le suivi de la dérive instrumentale à long terme et la discrimination des variations de gravité à longue période d'origine physique (par exemple hydrogéologique) des effets instrumentaux ; un résultat remarquable est la très bonne concordance des mesures du gravimètre absolu FG5-206 avec les variations prédites par la théorie à partir des observations de la rotation terrestre (Amalvict et al. 1998b ; Hinderer et al. 1998b, voir **Figure 4**).

Nous avons également effectué des mesures en parallèle avec le gravimètre absolu portable FG5 de l'Obser-

vatoire Royal de Belgique (Bruxelles) et le gravimètre cryogénique belge GWR C021 à la station de Membach, avec pour objectif l'étalonnage précis du gravimètre relatif et vérification des performances instrumentales entre deux appareils de même conception (Francis et al. 1997).

Une série de mesures en parallèle avec le gravimètre cryogénique GWR italien au site de Brasimone nous a permis de tester notre méthode de calibration par rapport à celle issue d'une autre méthode de nature gravitationnelle développée sur place ; l'accord trouvé entre ces deux méthodes indépendantes est très satisfaisant (Baldi et al. 1998).

L'instrument a participé en 1997 à l'intercomparaison internationale de gravimétrie absolue organisée par le BIPM à Sèvres (Paris) et les premiers résultats de cette intercomparaison viennent d'être présentés à une réunion de l'IAG à Trieste en septembre 1998.

Une des collaborations importantes que nous avons développées avec le CERGA (Grasse) consiste à mesurer dans le cadre d'une série répétitive à rythme saisonnier la gravité en deux points de référence (station gravimétrique et au pied du laser Lune) afin d'étudier la stabilité du site de Calern à long terme et de la comparer avec celle vue par les techniques de géodésie spatiale (interférométrie laser satellite et laser Lune, VLBI, GPS, DORIS) ; en particulier, nous nous intéressons à la faisabilité de détection d'un mouvement vertical sub-centimétrique à l'aide du gravimètre absolu, qui pourrait alors avoir d'importantes applications dans d'autres disciplines telles que la volcanologie ou la tectonique.

Nous avons également entamé une étude en collaboration avec le SHOM (Brest) d'une série répétitive de mesures absolues à rythme annuel. Ces mesures pourront permettre des rattachements de qualité de balises en zone portuaire (notamment pour les campagnes de géophysique marine) et aideront à discriminer, en les combinant à des mesures de positionnement GPS permanent et de marégraphie, la déformation crustale et la variation du niveau moyen des océans (voir ci-dessous et Lalancette et al. 1998).

3. INTERPRÉTATION GÉOPHYSIQUE DES DONNÉES GRAVIMÉTRIQUES

3.1. Estimation Bayésienne des paramètres de la nutation libre du noyau par analyse de données de marée gravimétrique

Associée à l'existence du noyau liquide, il existe un mode de rotation de fréquence presque diurne. Son étude, qui est accessible à partir des données d'interférométrie à longue base (VLBI) et par l'effet qu'il produit sur les "facteurs delta" obtenus par analyse des marées terrestres, est d'un grand intérêt pour la connaissance du noyau liquide. En particulier, le facteur de qualité (Q) associé à ce mode permet d'approcher la viscosité du noyau. C'est principalement les phases des ondes de marées ainsi per-

turbées qui déterminent la valeur de Q. Malheureusement, les surcharges océaniques brulent la mesure des signaux d'origine interne, si bien que l'estimation de Q demeure difficile. Plus précisément, l'équation décrivant la résonance s'écrit :

$$\bar{\delta}_j = \bar{\delta}_0 + \frac{\bar{\kappa}}{\sigma_j - \sigma_{nd}^l}$$

où $\bar{\delta}_j$ représente les facteurs gravimétriques observés pour chaque onde de fréquence σ_j . Les inconnues à déterminer sont le facteur de référence $\bar{\delta}_0$, la fonction de transfert associée au manteau $\bar{\kappa} = \kappa + i\eta$ et surtout la fréquence complexe de la résonance presque diurne : $\sigma_{nd}^l = \sigma_{nd}^r + i\sigma_{nd}^i$. On exprime le plus souvent les résultats qui concernent la période $T = \frac{2\pi}{\sigma_{nd}^r}$ et le facteur de qualité $Q = \frac{\sigma_{nd}^r}{2\sigma_{nd}^i} = 10^2$.

En suivant un formalisme bayésien, on fournit la solution sous la forme de lois de probabilité pour chacun des paramètres (Florsch et Hinderer, 1998 et 1999). Dans le processus d'inversion, la prise en compte de l'information nulle sous la forme $\mu(x) = \mu(\log(Q)) = \text{const.}$ s'avère cruciale (il est équivalent de prendre $\mu(Q) = \frac{\text{const.}}{Q}$, si on conserve la paramétrisation en Q). Cette forme de loi respecte une invariance d'échelle. Par ailleurs, on montre la dépendance de Q avec les effets de surcharge océaniques. En effet, on trouve que $\sigma_{nd}^i = K(\delta_j^i - \delta_0^i)$, ce qui exprime la relation entre le facteur de qualité et les déphasages des ondes de marée (K étant pratiquement une constante).

Par une analyse calculatoire, on en déduit facilement comment les inversions classiques conduisent à une sous-estimation systématique de Q.

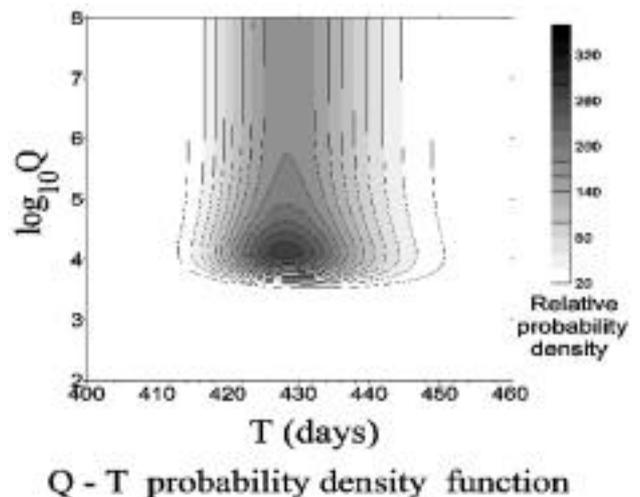


Fig. 5 : Lois de T et Q pour un signal de 4.2 années.

Le **Figure 5** montre les lois de T et Q pour un signal de 4.2 années enregistré sur le gravimètre supraconducteur de Strasbourg, résultats qui sont finalement compa-

tibles avec les données déduites des analyses VLBI. L'incertitude sur Q reste grande : l'amélioration de la précision passe par celle des estimateurs de la surcharge océanique.

3.2. Observation de la surcharge océanique et confrontation aux modèles

Le champ de pesanteur présente des variations périodiques dues aux effets de charge de la marée océanique. La flexure de la croûte qui en résulte atteint quelques centimètres d'amplitude. Celle déformation est la plus forte au voisinage des océans et elle s'atténue vers l'intérieur des continents. Elle reste suffisamment importante à quelques centaines de kilomètres des côtes pour qu'il soit pertinent de la prendre en compte lors d'études microgravimétriques. Les variations du champ de pesanteur comportent d'une part un effet direct d'attraction Newtonienne, et d'autre part une contribution engendrée par la déformation de la croûte. Il est possible de déduire ce signal de façon empirique d'observations marégraphiques en appliquant un facteur multiplicatif. C'est un moyen simple mais grossier d'évaluer les corrections qui peuvent être faites pour améliorer la précision des données de gravimétrie. Toutefois, une telle approche empirique n'a qu'une valeur locale et il est toujours préférable de recourir à des modèles physiques pour modéliser ce type d'effet. Actuellement, le calcul théorique des effets de surcharge en gravité et en déplacement vertical peut être réalisé à partir de tels modèles. On calcule tout d'abord

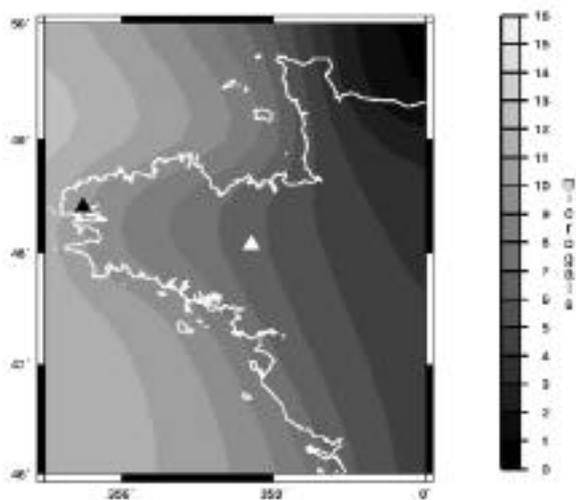


Fig. 6 : Effet de charge prédit pour l'onde principale M2 en Bretagne

l'intégrale de convolution entre la hauteur d'eau (donnée par un modèle de marée océanique) et la fonction de Green décrivant la réponse de la Terre à la charge d'une masse ponctuelle. Puis, on somme les différentes harmoniques ainsi obtenues afin de recomposer le signal temporel. La prédiction globale du phénomène est ainsi accessible en n'importe quel lieu et pour n'importe quel

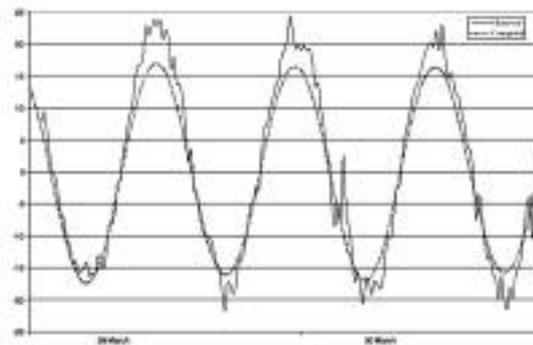


Fig. 7 : Variations de gravité (mGal) prédites et observées à Brest, induites par la charge océanique.

le date. Dans le but de comparer les prédictions à des observations, une mission expérimentale a été planifiée au mois de mars 1998 en Bretagne (France) (Lalancette et al., 1998). Cette région constitue un observatoire idéal pour les surcharges car les marées de l'océan Atlantique y ont des amplitudes élevées. Pendant cette période, la théorie prévoit un déplacement vertical atteignant 80 mm crête à crête et des variations de la gravité de 30 μ gal crête à crête. Plusieurs instruments ont été installés sur deux sites distincts : deux microgravimètres relatifs Scintrex, un GPS différentiel, et un gravimètre absolu FG5. Des données de marégraphes sont également disponibles sur des sites voisins. La **Figure 6** montre l'effet de charge prédit pour l'onde principale M2, ainsi que les deux emplacements des stations d'observation.

Sur la **Figure 7**, on peut voir les variations en fonction du temps de la surcharge prédite à Brest (qui est pratiquement en phase avec la hauteur de l'eau), et les observations temporelles de la gravité (corrigées de la marée terrestre) réalisées par le gravimètre absolu. L'écart entre les deux courbes est d'environ 20 % avec une amplitude du modèle qui est sous-estimée. Nous interprétons cette différence comme due à la résolution grossière des modèles de marée océanique (maille d'environ 50 km) et aux nombreuses influences côtières (topographie et effets non-linéaires). Toutefois, l'influence de la rhéologie reste non étudiée et pourrait contribuer également à ce signal.

4. ÉTUDES RÉGIONALES

4.1. Evolution de la zone de collision zagros-makran-oman

L'analyse des lignes sismiques couplée à l'interprétation des données gravimétriques acquises ou existantes sur cette zone a permis au Laboratoire de Géophysique et Tectonique de l'Université de Montpellier II de préciser la structure et l'évolution tectonique de cette zone en convergence depuis le Crétacé (Ravaud et al., 1998).

4.2. Etude structurale profonde 3d des alpes occidentales

Dans le cadre du programme " GEOFRANCE 3D Alpes " initié par le Ministère de l'Education Nationale de

la Recherche et de la Technologie (CNRS) et le Ministère de l'Industrie (BRGM), le laboratoire de Géophysique et Tectonique (LGT, UMR 5573, ISTEEM, Université Montpellier II, France) a poursuivi en 1998 son travail de cartographie gravimétrique sur les Alpes Occidentales dans le but 1) de fournir une carte détaillée des anomalies de pesanteur sur cette chaîne à partir de mesures au sol ou de mesures aéroportées et 2) d'obtenir une image tridimensionnelle de la chaîne conciliant les données de pesanteur et les données de tomographie et de grands profils sismiques.

En 1998, les zones du Vercors, le Massif du Pelvoux, le Queyras, l'arrière pays niçois et le Massif du Tanneron ont été couvertes. Environ 1 700 stations (1 station pour environ 6 km²) ont été mesurées avec un gravimètre Lacoste et Romberg et nivelées par technique GPS (Figure 8). Au final, une carte de l'anomalie à l'air libre a été produite dans le système IGSN71 (précision estimée à 0.2 mgal).

L'utilisation de la gravimétrie aéroportée en domaine continental ou océanique permet de connaître la pesanteur sur des régions inaccessibles par les techniques de levé au sol ou altimétriques (régions côtières). D'un point de vue spectral, l'aérogravimétrie permet de décrire la pesanteur sur une largeur spectrale allant de la dizaine de km au millier de km, longueur d'onde à partir de laquelle les modèles globaux opèrent avec une bonne précision. Par ailleurs, la cartographie à altitude constante facilite le traitement ultérieur (correction topographique) et l'interprétation géolo-

gique du signal de pesanteur. Pour ces raisons, un levé aérogravimétrique a été réalisé sur les Alpes Occidentales suisses et françaises en février 1998 (Verdun et al., 1998).

Le levé a été réalisé à l'altitude de 5 100 m avec un avion de marque " Twin Otter De Havilland " appartenant au Bureau Suisse des Levés Cadastraux. La longueur totale des lignes volées est de 10 000 km, selon des lignes NS espacées de 10 km et des traverses EO espacées de 20 km (Figure 9). Le signal de pesanteur a été mesuré à l'aide d'un gravimètre Lacoste et Romberg, type SA, monté sur une plate-forme stabilisée, échantillonnant la position du fléau à 10 Hz et la tension du ressort à 1 Hz. Par ailleurs, une centrale inertielle a mesuré les accélérations de l'avion avec une fréquence de mesure de 50 et 100 Hz.

L'avion équipé de 6 récepteurs GPS mono ou bi-fréquence, enregistrant entre 2 et 8 Hz, et la mise en place de 5 stations GPS (1Hz) de référence au sol, devaient permettre de connaître avec grande précision la trajectoire, la vitesse et l'accélération verticale de l'avion pendant le levé. Ce levé a donné lieu à un traitement préliminaire en 1998 sur quelques lignes pour lesquelles la trajectographie de l'avion a été faite en traitant le couple " GPS avion/station IGS de Zimmervald ". Les coefficients de calibration du gravimètre ont été étudiés. La pesanteur a été estimée après calcul des corrections du cross-coupling, de l'accélération d'Eötvos et de l'accélération verticale de l'avion. A partir de cette information préliminaire, l'anomalie à l'air libre filtrée à grande longueur a été cartographiée (Figure 10).

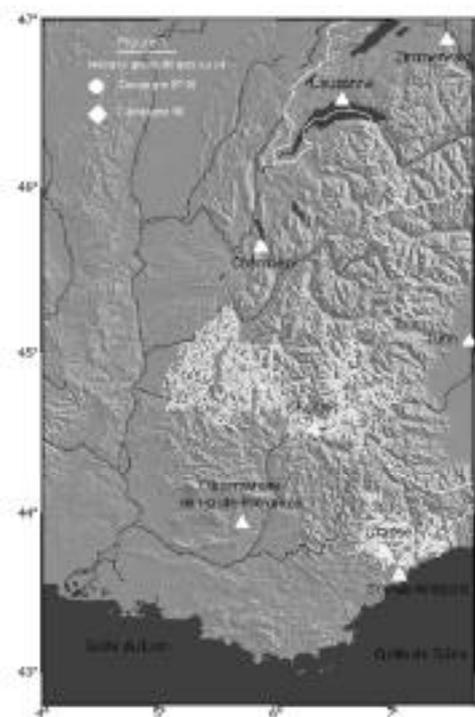


Fig. 8 : Localisation des nouvelles stations gravimétriques acquises en 1997-98

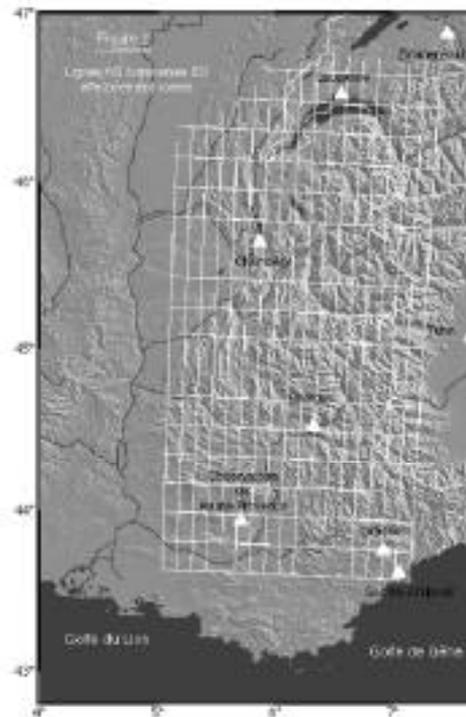


Fig. 9 : Localisation des lignes et traverses du levé aérogravimétrique

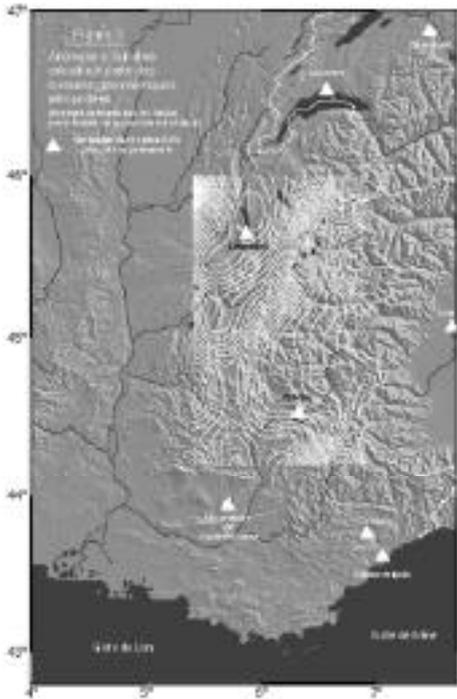


Fig. 10 : Carte préliminaire de l'anomalie à l'air libre à grande longueur d'onde obtenue à partir de quelques lignes et traverses.

En 1999, la cartographie détaillée et complète de l'anomalie de Bouguer sera réalisée et comparée avec la cartographie au sol.

4.3. Le positionnement GPS en zone de Montagne : effet de la troposphère sur la précision GPS verticale

L'estimation précise des déformations verticales est essentielle pour comprendre les processus géodynamiques. La principale limitation de la précision verticale du système GPS est liée à la difficulté d'estimer l'effet de la réfraction troposphérique. Ceci est particulièrement critique en zone de montagne en raison des forts dénivelés et des importantes variations météorologiques locales. Deux

campagnes GPS ont été réalisées en juillet 1994 (8 jours) et mars 1996 (11 jours), durant des périodes climatiques contrastées, sur une ligne de base à fort dénivelé (1 400 m). Le délai troposphérique est calibré par des modèles standard d'atmosphère (STD), à l'aide de radiomètres à vapeur d'eau (WVR) et de baromètres, ou estimé par moindres carrés dans le traitement GPS (LSE pour Least Squares Estimation) (Figure 11). Une précision de 11-14 mm est obtenue sur la répétabilité bi-quotidienne des solutions LSE tandis que les valeurs moyennes des solutions des deux époques sont peu décalées (1 mm) (Doerflinger et al., 1998).

5. DÉTERMINATION DU GEOÏDE

5.1 Le modèle de géoïde QGF98

L'Ecole Supérieure des Géomètres et Topographes a proposé un modèle de quasi-géoïde couvrant la France continentale et la Corse (Figure 12 et Duquenne, 1998 a). Ce modèle a été calculé par la méthode du terrain résiduel (Forsberg, 1994) à partir du modèle global de champ OSU91A, de plus de 500 000 valeurs de pesanteur et d'un modèle numérique de terrain s'étendant sur l'Europe de l'ouest. Le quasi-géoïde gravimétrique a été comparé à 978 points GPS nivelés du réseau géodésique RGF93 réalisé par l'Institut Géographique National (Duquenne, 1998b). La référence d'altitude (surface d'altitude nulle) matérialisée par le réseau ne coïncide pas avec le quasi-géoïde gravimétrique pour les raisons suivantes :

- Les différences entre la référence géodésique du quasi-géoïde gravimétrique et celle du réseau géodésique ne sont pas parfaitement modélisées.
- Les erreurs des coefficients du modèle de champ OSU91 entraînent des erreurs sur le quasi-géoïde gravimétrique dont la distance de corrélation est de l'ordre de grandeur du rayon d'intégration de Stokes.
- Les erreurs systématiques, les fautes et manques de données affectant la gravimétrie se traduisent par des erreurs corrélées sur le quasi-géoïde gravimétrique. Leur distance de corrélation croît avec le rayon d'intégration de

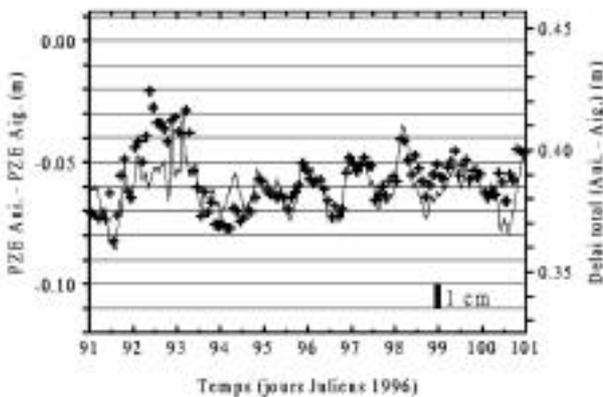


Fig. 11 : Le délai troposphérique zénithal différentiel entre deux stations GPS calculé lors du traitement GPS est comparé avec le délai issu des mesures radiométriques.

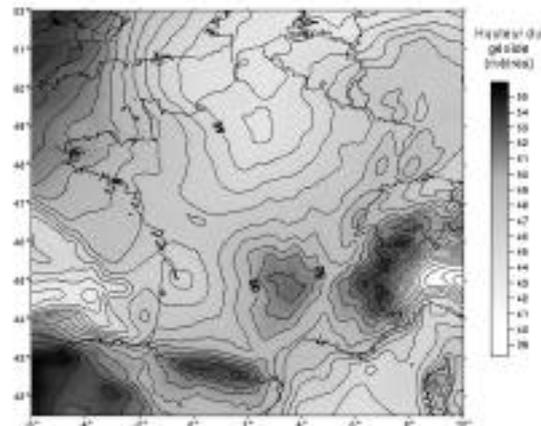


Fig. 12 : Le modèle de quasi-géoïde QGF98 (référence GRS80)

Stokes. La limitation de ce rayon provoque le même type d'erreur.

– Les effets troposphériques sur les mesures GPS produisent des erreurs corrélées sur la hauteur ellipsoïdale des stations. La distance de corrélation peut dépasser 20 km, en fonction des longueurs de base et du nombre de récepteurs. D'autres erreurs et fautes dans le réseau GPS ont des effets non corrélés.

– Le réseau de nivellement français est affecté par une erreur systématique vers le nord (environ 0,30 m / 1 000 km), et probablement par des erreurs corrélées plus faibles en montagne. D'autre part, la surface de référence du nivellement est fixée au marégraphe de Marseille où le niveau moyen de la mer ne coïncide pas exactement avec le géoïde gravimétrique.

	Paramètre	Unité	Valeur
<i>a</i>	biais constant	m	0.060
<i>b</i>	penne vers le nord	m/1000 km	-0.5258
<i>c</i>	penne vers l'est	m/1000 km	0.7852
Min <i>s+n</i>	résidu minimal	m	-0.379
Max <i>s+n</i>	résidu maximal	m	0.676
σ_{s+n}	ecart-type des <i>s+n</i>	m	0.109
σ_s	ecart-type des signaux	m	0.104
σ_n	ecart-type des bruits	m	0.034

Table 1 : Comparaisons de QGF98 avec 978 points du RGF.

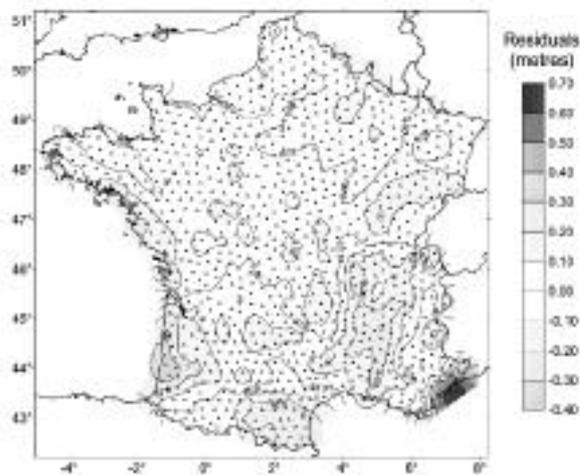


Fig. 13 : Résidus de la régression linéaire de QGF98 avec les points GPS nivelés du RBF.

Les écarts entre référence d'altitude et quasi-géoïde gravimétrique peuvent être modélisés par la somme d'une tendance (ici linéaire), d'un signal *s* et d'un bruit *n* :

$$\text{GPS-Niv} - \text{Grv} = a + b(\lambda - \lambda_0) + c(\phi - \phi_0)\cos\phi + s + n$$

La tendance représente la partie des écarts à très longue distance de corrélation due essentiellement aux inconsistances de références et aux erreurs à grande longueur d'onde du modèle de champ. Le signal représente la partie à distance de corrélation moyenne, principalement les erreurs de gravimétrie et dans une moindre mesure les erreurs corrélées du GPS. Le bruit est la partie non corrélée des écarts, il contient en particulier certaines fautes de mesure qu'il est possible de détecter. Les paramètres du modèle des écarts sont déterminés par collocation, ainsi que les écarts-types des signaux et bruits (Table 1). Les fortes valeurs des paramètres de tendance (*a*, *b*, *c*) sont dues aux défauts locaux du modèle de champ OSU91 (Duquenne, 1997). L'écart-type des signaux (10.4 cm) caractérise assez bien la précision du quasi-géoïde. La cartographie des écarts après retrait de la tendance (Figure 13) met en évidence les défauts de la gravimétrie en Méditerranée entre la Côte d'Azur et la Corse (voir aussi, à ce sujet, Balmino et al., 1997).

5.2. RAF98, un outil pour le nivellement par GPS

Le nivellement par GPS est une application importante de la détermination du quasi-géoïde. Cependant, celui-ci doit être corrigé de la tendance et du signal pour obtenir une réalisation numérique de la référence d'altitude (surface du réseau IGN69 en France continentale) exprimée dans la référence géodésique (RGF93). On a obtenu

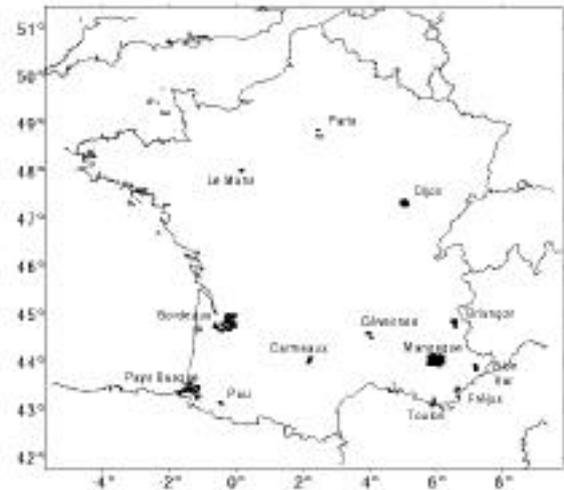


Fig. 14 : Localisation des tests de la référence d'altitude RAF 98.

de cette manière la grille RAF98 qui permet de convertir les hauteurs ellipsoïdales en altitudes normales. La précision de cette grille a été testée (CNIG, 1999) en utilisant plus de 300 points répartis sur la France entière, rattachés par GPS au système de référence géodésique RGF93, et par nivellement de précision au réseau IGN69 (Figure 14). On a pu en déduire une précision (rms) de RAF98 généralement comprise entre 2 et 3 centimètres.

RÉFÉRENCES

- Amalvict, M., Hinderer, J., Francis, O., & Mäkinen, J., 1998a - Comparison between absolute (AG) and superconducting (SG) gravimeters, Proc. IAG Gen. Ass., Rio, sous presse.
- Amalvict, M., Hinderer, J., & Boy, J.P., 1998b - A comparative analysis between an absolute gravimeter (FG5-206) and a superconducting gravimeter (GWR C026) in Strasbourg: ne results on calibration and long term gravity changes, Proc. IAG meeting, Trieste, september 1998, soumis.
- Balmino G., R. Bayer, C. Boucher, Cnel Delaveaux , H. Duquenne, 1997 - Rapport du groupe de travail "bilan et prospective en gravimétrie", sous-groupe n° 5 "gravimétrie et géodésie", sous la direction de P. Louis, CNFGG.
- Baldi, P., Casula, G., Hinderer, J., & Amalvict, M., 1998 - A calibration experiment of a superconducting gravimeter in Brasimone (Italy): a comparison between the mass attraction method and the use of FG5 absolute gravity measurements, Proc. IAG meeting, Trieste, september 1998, soumis.
- Berger, C., Biancale, R., Ill, M. & Barlier, F., 1998 - Improvement of the empirical thermospheric model DTM: DTM94 - a comparative review of various temporal variations and prospects in space geodesy applications, Journal of Geodesy, 72, 161-178.
- Botton S., F. Duquenne, Y. Egels, M. Even, P. Willis, 1997 - GPS, Localisation et Navigation - Hermès, Paris.
- Boy, J. P., Hinderer, J., & Gégout, P., 1998a. - The effect of atmospheric loading on gravity, Proc. 13th Int. Symp. Earth Tides, eds. B. Ducarme & P. Pâquet, Brussels, Belgium, 439-446.
- Boy, J. P., Hinderer, J., & Gégout, P., 1998b - Atmospheric loading and gravity, Geophys. J; Int., sous presse.
- CNIG, 1999 - Rapport du sous-groupe de travail " Conversion altimétrique RGF93-IGN69 " - Conseil National de l'Information Géographique. Apparaitre.
- Crossley, D. & Hinderer, J., 1995 - Global Geodynamics Project GGP: Status report 1994, Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, vol. 11, 244-274.
- Crossley, D., Jensen, O.G. & Hinderer, J., 1995 - Effective barometric admittance and gravity residuals, Phys. Earth Planet. Int., 90, 221-241.
- Defraigne P., V. Dehant & J. Hinderer, 1994 - Stacking gravity tide measurements and nutation observations in order to determine the complex eigenfrequency of the Nearly Diurnal Free Wobble, J. Geophys. Res., 99, 9203-9213.
- Defraigne P., V. Dehant & J. Hinderer, 1995 - Correction to "Stacking gravity tide measurements and nutation observations in order to determine the complex eigenfrequency of the Nearly Diurnal Free Wobble", J. Geophys. Res., 100, B2, 2041-2042.
- Doerflinger E., Bayer R., Chery J. et Bürki B., 1998 - The global positioning sytem in mountainous areas: effect of the troposphere on the vertical GPS accuracy, C. R. Acad. Sci. Paris, 326, 319-325
- Duquenne H., 1997 - Comparison between the EGM96 model and the French quasi-geoid model. In: Bulletin n°6 of the International Geoid Service. - DIIAR, Politecnico di Milano, Italy.
- Duquenne H., 1998a - QGF98, a new solution for the quasigeoid in France. - Proceedings of the Second Continental Workshop on the Geoid in Europe. - Reports of the Finnish Geodetic Institute, M. Vermeer and J. Adam, editors. - Masala, Finland.
- Duquenne H., 1998b - Comparison and combination of a gravimetric quasigeoid with a levelled GPS data set by statistical analysis. - Presented at the XXIII° General Assembly of the European Geophysical Society, Nice, France, 20-24 April 1998. Physics and Chemistry of the Earth, 24-1, 79-83, 1999.
- Florsch, N., Chambat, F., Hinderer, J. & Legros, H., 1994 - A simple method to retrieve the complex eigenfrequency of the Earth's nearly diurnal free wobble; application to the Strasbourg superconducting gravimeter data, Geophys. J. Int., 116, 53-63.
- Florsch, N., Hinderer, J. & Legros, H., 1995a. - Identification of quarter-diurnal tidal waves in superconducting gravimeter data, Bull. Inf. Marées Terrestres, 122, 9189-9198.
- Florsch, N., Hinderer, J. & Legros, H., 1995b - Mise en évidence d'ondes de marée quart-diurnes de quelques pico-g d'amplitude à l'aide de gravimètres supraconducteurs, C. R. Acad. Sci. Paris, t. 321, sér. Ila, 279-285.
- Florsch, N., Legros, H. & Hinderer, J., 1995c - The search for weak harmonic signals in a spectrum with application to gravity data, Phys. Earth Planet. Int., 90, 197-210.
- Florsch, N., & Hinderer, J., 1998 - Estimation of the free core nutation Q factor from tidal analysis, Proc. 13th Int. Symp. Earth Tides, eds. B. Ducarme & P. Pâquet, Brussels, Belgium, 315-322.
- Florsch, N., & Hinderer, J., 1998 - Bayesian estimation of the free core nutation parameters from the analysis of precise tidal gravity data. - soumis à PEPI, 1999.
- Forsberg, R. (1994) - Terrain effects in Geoid Computations. - Lectures Notes. In : International School for the Determination and Use of the Geoid. - International Geoid Service. DIIAR, Milan, Italy.
- Francis, O., Amalvict, M., & Hinderer, J., 1998 - Intercomparison between the FG5#202 and FG5#206 at the site of the superconducting gravimeter C021 in Membach (Belgium), AGU Chapman Conf. on Microgravimetry, Florida, sous presse.
- Freybourger, M., Hinderer, J., & Trampert, J., 1997 - Comparative study of superconducting gravimeters and broadband seismometers STS-1/Z in seismic and subseismic frequency bands, Phys. Earth Planet. Int., 101, 203-217.
- Gégout, P., 1995 - De la variabilité de la rotation de la Terre et du champ de gravité conséquente aux dynamiques de l'Atmosphère et des Océans, Thèse de doctorat.
- Hinderer, J., D. Crossley & Xu H., 1994 - A two year comparison between the French and Canadian superconducting gravimeter data, Geophys. J. Int., 116, 252-266.
- Hinderer, J., Crossley, D. & Jensen, O. G., 1995 - A search for the Slichter triplet in superconducting gravimeter data, Phys. Earth Planet. Int., 90, 183-195.
- Hinderer, J., 1997 -. Constraints on the Earth's deep structure and dynamics from superconducting gravimetry, in Earth's Deep Interior, Doornbos Memorial Volume, ed. D. Crossley, Gordon & Breach Science Publ., 167-195.

- Hinderer, J., 1997b - Relative Gravimetry and the study of the Earth's structure and dynamics, in Gravity, Geoid and Marine Geodesy, eds. Segawa, J., Fujimoto, H., and Okubo, S., IAG Symposium, Springer, 117, 75-84.
- Hinderer, J., Amalvict, M., Florsch, N., Francis, O., & Mäkinen, J., 1998a - On the calibration of superconducting gravimeters with the help of absolute gravity measurements, Proc. 13th Int. Symp. Earth Tides, eds. B. Ducarme & P. Pâquet, Brussels, Belgium, 557-564.
- Hinderer, J., Boy, J.P., & Legros, H., 1998b - A 3000 day registration of the superconducting gravimeter GWR T005 in Strasbourg (France), Proc. 13th Int. Symp. Earth Tides, eds. B. Ducarme & P. Pâquet, Brussels, Belgium, 617-624.
- Jensen, O., Hinderer, J. and Crossley, D., 1995 - Noise limitations in the core-mode band of superconducting gravimeter data, Phys. Earth Planet. Int., 90, 169-181.
- Lalancette, M.F., Orseau, D., Florsch, N., Hinderer, J., Amalvict, M., & Llubes, M., 1998 - Ocean loading and crustal deformation in Bretagne (France): an experiment involving differential GPS, gravimetry and tide gauges, Proc. IAG meeting, Trieste, september 1998, soumis.
- Le Provost, C., Lyard, F., Molines, J.M., Genco, M.L. & Rabilloud, F., 1998 - A hydrodynamic ocean tide model improved by assimilating a satellite altimeter-derived data set, J. Geophys. Res., 103, C3, 5513-5529.
- Loyer, S., Hinderer, J., & Boy, J. P., 1998 - Determination of the gravimetric factor at Chandler period from Earth's orientation data and superconducting gravimetry observations, Geophys. J. Int., sous presse.
- Lyard, F.H., 1998 - Long period tides determination from a hydrodynamic and assimilation tidal model, Scientific Investigation Report, GeoForschung Zentrum, Potsdam, Germany.
- Métris, G., Vokrouhlicky, D., Ries, J.C. & Eanes, R.J., 1997 - Non-gravitational effects and the Lageos eccentricity excitations, J. Geophys. Res., 102, 2711-2729.
- Ravaut P., D. Carbon, J. F. Ritz, R. Bayer and H. Philip, 1998 - The Sohar Basin, Western Gulf of Oman: description and Mechanisms of the déformation from seismic and gravity data. Marine and Petroleum Geology, 15, 359-377
- Rozanès, P., 1997 - Technique d'accrochage d'arcs courts d'orbite et modélisation des forces non gravitationnelles. Application à la détermination du champ de gravité de la Terre, Thèse de doctorat.
- Schwintzer, P., Ch. Reigber, A. Bode, Z. Kang, S.Y. Zhu, F.-H. Massmann, J.C. Raimondo, R. Biancale, J.M. Lemoine, J.C. Marty, F. Barlier, Y. Boudon, 1997 - Long-wavelength global gravity field models : GRIM4-S4, GRIM4-C4. Journal of Geodesy, 71, 189-208
- Smylie, D., J. Hinderer, B. Richter & B. Ducarme, 1994 - The product spectra of gravity and barometric pressure in Europe, Phys. Earth Planet. Int., 80, 135-157.
- Verdun J., R. Bayer, E. Klingelé, M. Cocard, A. Geiger, M. Cerniar, 1998 - Alpine Swiss French Airborne Gravity: preliminary results. 2nd Joint Meeting of the Int. Gravity and Geoid Commission. 7-12 September 1998. Trieste (Italy).

ABSTRACT

After a brief presentation of the technical aspects of the space geodetic systems and of their main characteristics, we will present here the various results obtained by the French community in the last four -year period. The French satellite system DORIS, launched for the first time on-board the SPOT-2 satellite in 1990 has demonstrated since then several scientific applications: precise orbit determination for low Earth orbiting satellites, geodesy and geophysics. The Russian navigation satellite system GLONASS, very similar in its principle to the american GPS system, is also presented in addition to the first international campaign of scientific observations of this constellation in view of navigation or geodetic applications.

The laser telemetry has been significantly improved during the last four years under several aspects: accuracy (stability of range biaises over short and long term), quality of predictions, quality control in near real time at the European and international level, effort to have a better geographical distribution particularly in the southern hemisphere, partial automation to facilitate the tracking of very numerous satellites, better sensitivity to track satellites with smaller telescope and few retroreflectors on board. Due to the great and successful development of radiotracking systems (GPS, DORIS, PRARE), the role of laser has changed and has been more important on basic geodetic network, calibration of radioelectric techniques (altimeter, systematic error in orbit determination of GPS or GLONASS satellites), secular or long periodic variations of Earth gravity field, with an accurate determination of its first harmonics.

The French community has participated to all these changes improving the Grasse laser site (GPS, GLONASS, SLR and LLR stations), developing a very mobile laser station (FTLRS) with an experiment in Corsica for altimeter calibration, developing a cooperation with NASA for housing a laser station and other geodetic systems in Tahiti, pursuing research in the two-color laser ranging for better tropospheric correction. This community contributes also to international services such as the International Earth Rotation Service - IERS, the Coordination of Space Techniques for Geodesy and Geodynamics - CSTG, the International GPS Service - IGS, and the new International Laser Ranging Service - ILRS.

1. INTRODUCTION

Ce papier synthétise les progrès récents réalisés en France dans le secteur de la géodésie spatiale grâce aux techniques spatiales comme DORIS (Détermination d'Orbite et Radio-positionnement Intégré sur Satellite), GLONASS et la télémétrie laser. La description des travaux réalisés ces quatre dernières années met en évidence de l'apport des constellations des satellites DORIS, GLONASS et laser (satellites équipés de rétro-réfecteurs laser) à la modélisation d'orbite (description des forces), à la détermination du champ de gravité de la Terre et de ses variations temporelles, et à la réalisation du repère de référence terrestre fondamental.

Le système DORIS est un système français, développé par le CNES en collaboration avec l'IGN et le GRGS pour la détermination précise d'orbite de satellites bas, et en vue de nombreuses applications 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 après sa durée de vie nominale). Depuis cette date, d'autres satellites ont embarqué des récepteurs DORIS : TOPEX/Poseidon (T/P) en août 1992, SPOT-3 en octobre 1993 (jusqu'en novembre 1996), et SPOT-4 en mars 1998. Plusieurs autres satellites sont prévus dans un avenir proche, ENVISAT, Jason-1 au printemps 2000, SPOT-5... Le système DORIS est un système ascendant : un réseau de balises permanentes émettent depuis le sol des signaux omnidirectionnels qui sont captés par des satellites (mesures de l'effet Doppler). Afin d'estimer au mieux le retard ionosphérique, le système DORIS utilise deux fréquences : 2036,25 Mhz et 401,25 Mhz (Willis, 1996).

En plus du système DORIS, de nombreux groupes français se sont intéressés à l'utilisation du système russe de navigation GLONASS. Ce système militaire russe est très proche dans ses principes du système GPS de navigation par satellites. Une vingtaine de satellites placés sur des orbites, à en moyenne 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 américain 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 pérenité 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 appli-

cations géodésiques de précision : amélioration en terme de disponibilité, de fiabilité et d'exactitude.

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 des satellites ou encore, dans le cas de la Lune, qui 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 nécessité d'un personnel spécialisé pour la mettre en œuvre au sol. La situation est un peu opposée à celle des techniques radio-électriques situées plus haut, qui sont de type tous temps, très faciles d'utilisation sur le terrain et dont le coût très important est essentiellement dans la technologie embarquée à bord du ou des satellites. L'apport des données de télémétrie laser acquises ces dernières années sur les satellites Starlette, Stella, Ajisai, LAGEOS et LAGEOS-2 a été essentiel dans l'amélioration du modèle de champ de gravité de la Terre à grandes longueurs d'onde. Or, la connaissance du champ et de ses variations temporelles est fondamentale pour l'orbitographie et, en conséquence, pour le positionnement et l'océanographie spatiale.

Dans ce contexte, la décision de la prolongation de la mission T/P au delà de 1995 a été d'un rôle moteur très puissant dans l'évolution des techniques spatiales de la géodésie. Rappelons que le défi majeur de ce genre de mission est de représenter la cartographie centimétrique des courants océaniques superposée à la forme du géoïde, et de déterminer la variation à long terme du niveau moyen des océans (Barlier et al., 1996). Au cours du temps, si toutes les techniques ont progressé dans leur précision, elles se sont aussi spécialisées dans leur rôle et leur utilisation pour la géodésie, la géophysique et l'océanographie. La télémétrie laser n'apparaît pas comme étant nécessairement la technique la plus précise avec la meilleure résolution temporelle. Elle apparaît en revanche comme la plus exacte sur le long terme, ce qui lui confère une place unique pour l'observation des phénomènes lentement variables (par ex. le rebond post-glaciaire, ...) et la réalisation d'un système de référence terrestre stable à très grandes mailles (plusieurs milliers de km). En fournissant un facteur d'échelle absolu et de plus en plus stable, d'une part à l'orbitographie et d'autre part à l'étalement des altimètres radar T/P et ERS, la télémétrie laser a occupé une place tout à fait indispensable et complémentaire des autres techniques.

La communauté française a largement participé à ces activités en développant des méthodes d'analyses puissantes, en obtenant des résultats reconnus et utilisés pour des interprétations en Sciences de la Terre, en apportant une technologie, et enfin en ayant le souci de renforcer la coopération européenne et internationale dans le secteur de la géodésie par une présence accrue dans plusieurs campagnes et services internationaux.

2. DYNAMIQUE ORBITALE

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 GRIM4, qui est issu d'une longue coopération entre le Groupe de Recherche de Géodésie Spatiale (GRGS, Grasse, Paris, Toulouse) et le GeoForschung-Zentrum (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 centimétriques laser disponibles depuis 10-15 ans, a permis une amélioration sensible des grandes longueurs d'onde du géoïde ainsi que des termes de marées océaniques (Schwintzer et al., 1997). Les simulations montrent en effet que l'information de distance apportée par le laser contribue mieux à la connaissance des grandes longueurs d'onde du champ ($> 1\ 000$ km, et donc $< \text{deg. } 40$) que l'information de vitesse apportée par le Doppler.

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. GFZ-1 à 450 km, dont la couverture par la télémétrie n'atteint que quelques pourcents), et par la méconnaissance du freinage atmosphérique. Aussi dans ce dernier domaine, des travaux ont été menés pour améliorer la modélisation de la densité, notamment pendant les périodes de forte activité solaire (Berger et al., 1997). Enfin, une tentative a été réalisée afin d'adapter, voire spécialiser, la modélisation de la densité atmosphérique totale à la détermination précise d'orbite des satellites laser, comme Starlette, Stella et GFZ-1, et DORIS comme SPOT-2 (Bruinsma et al., 1999). Mais, les progrès réalisés dans ce domaine restent modestes compte tenu du caractère non-stationnaire de la haute atmosphère terrestre et des hypothèses sur lesquelles sont fondés les modèles actuels. En revanche, les futures missions CHAMP (à 470 km, lancement en 1999) et GRACE (à 450 km, lancement prévu en 2000/1), en délivrant des mesures accéléro-métriques avec un positionnement par GPS et par laser, apporteront une connaissance du champ de gravité qui sera améliorée d'un facteur 10 vers 1 000 km de longueur d'onde. La qualité des hauteurs du géoïde devrait ainsi passer de 40 à 10 cm en moyenne sur le globe (Woodworth et al., 1998). La préparation de cette mission alliée à celle de la mission d'océanographie de nouvelle génération Jason-1 a suscité d'importants travaux dans la communauté. Le Centre National d'Etudes Spatiales (CNES) sera par exemple centre de prétraitement opérationnel pour les deux orbites, CHAMP et Jason-1, et il s'occupera en collaboration avec le Centre d'Etudes et de Recherche en Géodynamique et Astronomie (CERGA, Grasse) de la calibration de l'accéléromètre et de celle de

l'altimètre. La contribution scientifique des équipes du GRGS (CNES, CERGA, Institut Géographique National (IGN) et Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM)) et du GFZ allemand porte aussi 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'un nouveau modèle de champ de gravité GRIM5 (Schwintzer et al., 1998).

Grâce au succès de DORIS et dans l'objectif de développer un système de détermination d'orbite embarqué sur satellite, le CNES a mis au point le nouveau logiciel DIODE (Jayles et al., 1998). Celui-ci est en mesure d'estimer en temps réel et à bord la position et la vitesse du satellite. Cette nouvelle technique utilise la spécificité du système DORIS qui, en tant que système ascendant, effectue les mesures à bord du satellite et non au sol par les stations d'un réseau de poursuite. Dans le cas du système américain GPS, pour effectuer cette détermination d'orbite en temps réel, il faudrait coupler les stations du réseau de poursuite avec des moyens de télécommunications afin de centraliser la totalité des mesures vers un centre de calculs. Le système DIODE a été embarqué pour la première fois sur le satellite SPOT-4, sous forme d'un prototype, et a déjà fait preuve de ses excellentes performances et de son opérationnalité quasi-parfaite. Il serait donc bien adapté pour la navigation des constellations de satellites de télécommunication de type SkyBridge.

Dans le domaine de la géodynamique, l'étude du mouvement de LAGEOS observé depuis plus de 20 ans en continue par la télémétrie laser a pris une place considérable. Aussi, parallèlement à l'amélioration des modèles gravitationnels statiques et maréals, 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 qui s'exercent le long de son axe de rotation (Métris et al., 1997). En outre, un modèle empirique de l'évolution de l'orientation cet axe a été construit en accord avec les rares observations directes du vecteur rotation dont on dispose actuellement (Métris et al., 1998). L'analyse d'orbite à long terme a cependant progressé, malgré la corrélation des forces non-gravitationnelles résiduelles avec les variations recherchées sur les degrés impairs du champ de gravité, grâce à l'utilisation de plusieurs mouvements orbitaux situés à des inclinaisons et altitudes différentes ; voir les travaux de Cheng et al. (1997) aux Etats-Unis. En France, se sont poursuivis les travaux sur la détermination des variations temporelles du champ, séculaires et à très longues périodes, par analyses des trajectoires de satellites géodésiques laser sur de longues périodes de temps (15 ans et plus). Ceci a par exemple permis de séparer correctement aujourd'hui l'amplitude de la marée océanique à 18.6 ans, qui est estimée à 1.65 ± 0.15 cm, du rebond post-glaciaire estimé à $-2.71 \pm 0.2 \cdot 10^{-11}$ par an (Exertier et al., 1995 ; Cazenave et al., 1996 ; Bruinsma

and Exertier, 1997). En outre, le développement de nouvelles méthodes a joué un rôle important, en apportant une source d'analyse indépendante et complémentaire des méthodes classiques utilisées aux Etats-Unis (Schutz, 1996 ; Métris and Exertier, 1995 ; Rozanes, 1997). Ainsi la méthode de centrage, ou méthode d'analyse des mouvements orbitaux moyens, a permis et permettra des applications aussi bien en géodynamique qu'en analyse de missions sur des périodes de temps très longues de l'ordre de 20 ans et plus (Exertier et al., 1996).

Toutes ces 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 la réduction des écart-types des résidus d'orbite DORIS et laser. Ainsi pour les orbites de T/P dites de seconde génération, l'erreur radiale est passée à 28 mm après seulement trois ans de mission, chiffre qui a été confirmé par l'utilisation d'observations de télémétrie laser effectuées à très haute élévation sur ce satellite (Tapley et al., 1996), et par des comparaisons avec GPS (Berthias et al., 1997). Actuellement avec les modèles les plus récents, l'erreur d'orbite de T/P est ramenée à environ 20-22 mm, dont 15 mm dus à la gravité (Lemoine et al., 1998 ; Schwintzer et al., 1998). Dans ce contexte, les méthodes géométriques de détermination d'orbite des satellites altimétriques ont joué un rôle de plus en plus important, en apportant une validation des calculs d'orbite opérationnels, qui est externe par rapport au modèle de champ de gravité. La télémétrie laser, en tant que système de poursuite, ne couvre certes pas aussi bien les trajectoires que le système GPS (Marshall et al., 1995). Mais sur des zones denses comme les Etats-Unis ou l'Europe, elle permet de contribuer au niveau de moins de 1 cm à la séparation du signal résiduel d'orbite et des signaux géodésiques et géophysiques restant (Bonnefond et al., 1995 ; Bonnefond et al., 1999a). En parallèle aux activités de calibration-validation d'orbites, s'est développée une approche analytique de l'analyse d'erreurs, qui est fondée sur la résolution d'ordre un (linéarisation) des équations du mouvement du satellite (Balmino et al., 1996 ; Exertier and Bonnefond, 1997). Ceci a apporté une information plus complète sur la structure spatiale de l'erreur d'orbite de T/P. Son amplitude (erreur d'orbite géographiquement corrélée) a été estimée à 18-22 mm pour les orbites de 2^e génération, quantité qui se retrouve dans les hauteurs de mer déterminées par altimétrie. Ceci est particulièrement vrai pour les expériences d'étalonnage en absolu des altimètres radar, comme celle réalisée en Corse dans le cadre de la mission T/P et pour la préparation de Jason-1 (Bonnefond et al., 1997). Acet égard, la télémétrie laser est la seule technique de mesure de distance capable de s'affranchir de ces problèmes à un niveau centimétrique (Bonnefond et al., 1999a). Dans l'objectif de la mission Jason-1, avec une prévision de l'erreur radiale au niveau de 15 mm, les méthodes d'évaluation de la qualité d'orbite et de sa stabilité au cours du temps, basées sur la télémétrie laser, DORIS et GPS,

conserveront donc une importance majeure pour l'océanographie.

3. POSITIONNEMENT

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 (jusqu'à 3 à l'heure actuelle), il est possible d'obtenir des exactitudes de positionnement de l'ordre de 26-28 mm à partir de plusieurs jours d'observations. Une des limitations actuelles est le faible nombre de satellites DORIS. En observant plus longtemps, il est aussi possible de déterminer les vitesses de déplacement de ces stations, dues au phénomène de tectonique des plaques. Plusieurs contributions majeures ont été publiées sur ce sujet par les équipes françaises (Soudarin et al., 1995 ; Crétaux et al., 1997). Il semble en particulier que DORIS soit un système bien adapté à la détermination des vitesses verticales des stations ce qui a, bien entendu, des implications importantes dans de nombreuses études scientifiques liées à l'élévation du niveau moyen des mers (Soudarin et al., 1998 ; Cazenave et al., 1999). Actuellement les résultats obtenus dépendent bien évidemment de la durée totale des observations prises en compte pour estimer ces vitesses. Pour les stations les mieux observées, il est actuellement possible d'obtenir des vitesses de déplacement issues de DORIS à une exactitude de l'ordre de 5 mm/an (vérifiée par d'autres techniques de mesures indépendantes comme le VLBI, la télémétrie laser sur satellites ou le GPS). De plus, ces calculs de position de stations du réseau peuvent être obtenus de manière plus rapide, sous forme de série temporelle mensuelle, voire hebdomadaires (Willis et al., 1998). De tels essais ont permis de déterminer des variations millimétriques du géocentre (Sillard, 1998), qui sont dus aux variations de masses de l'ensemble Terre-Océan-Atmosphère.

Le système DORIS présente un intérêt important pour le Service International de la Rotation Terrestre (IERS). Ses performances en terme de localisation géodésique des stations ainsi que pour la détermination précise de la rotation terrestre sont compatibles avec celles des autres systèmes actuels déjà cités. Son coût d'installation et de maintenance, le rendent très compétitif avec le GPS. Enfin, l'IGN, en charge de l'installation et de la maintenance des balises du réseau a pris soin de répartir les stations de manière relativement homogène sur le globe tout en essayant de favoriser les colocations avec d'autres systèmes existants de géodésie spatiale. Les travaux sur le système de référence terrestre se trouvent dans le chapitre sur les réseaux géodésiques de ce rapport quadriennal français.

Enfin, DORIS a aussi des applications pour la détermination de certains paramètres de l'atmosphère terrestre : le retard ionosphérique peut être parfaitement

déterminé grâce aux deux fréquences très différentes de ce système. De plus, des études récentes ont montré que le système DORIS, tout comme le système GPS, est capable d'estimer le retard troposphérique lié au pourcentage d'humidité au-dessus de la station, permettant ainsi de nouvelles applications en météorologie ou en climatologie.

Afin de disposer d'un jeu de données test obtenu pour un réseau mondial d'observations, une campagne internationale GLONASS a été initiée en 1998, suite aux recommandations de l'Association Internationale de Géodésie à Rio en 1997. Un Comité d'organisation a été créé (animateur : P. Willis) pour mettre en place les spécifications d'observation ainsi que pour lancer un appel international à participation visant à trouver des centres de données, des stations de poursuite (mixtes, GPS, GLONASS et laser) et des centres d'analyse. Cette campagne, appelée IGEX-98 (International GLONASS Experiment-1998), a débuté le 20 octobre 1998 et durera pour une période supérieure à 6 mois (Willis et al., 1999). Elle met en place plus de soixante récepteurs (dont Grasse, Brest, Vernon, Paris, La Réunion, Libreville installés par des groupes français). Au total, 13 centres d'analyse se sont proposés pour traiter la totalité ou une partie des observations GLONASS (y compris de télémétrie laser) de cette campagne IGEX-98. Les premiers résultats 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. Cette campagne a été menée en étroite collaboration avec le service international IGS (International GPS Service) et pourrait être amenée à se prolonger dans le cadre d'un nouveau service scientifique.

De son côté, la télémétrie laser a beaucoup progressé ces dernières années en France et dans le réseau mondial. Il est apparu en effet que des mesures faites par les stations présentaient souvent des biais pouvant atteindre plusieurs cm, avec une variabilité temporelle du même niveau et d'un spectre complexe. Un point gênant vient de ce que ces biais pouvaient être détectés longtemps après la mise en circulation des mesures, rendant l'analyse de leur origine presque impossible à réaliser correctement. Cette réalité a amené les centres d'analyse à effectuer un contrôle de qualité des mesures dans des délais beaucoup plus courts qu'auparavant.

Dans ce contexte, la communauté française a participé d'abord à un renforcement de la coopération européenne pour intercomparer les erreurs d'éphémérides, telles qu'elles peuvent apparaître aux observations ; un effort particulier a été fait en utilisant les satellites d'altitude élevée comme LAGEOS, GPS-35 et -36 qui ont été équipés de réflecteurs laser, et GLONASS. La communauté participe aussi à un service international qui vient d'être mis sur pied, l'International Laser Ranging Service (ILRS), qui s'est inspiré de ce qui se fait avec succès pour le GPS. Ce service rénové de la coopération interna-

tionale en matière de télémétrie laser, 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, voire des produits qui en découlent. En particulier, la publication régulière et comparative des biais instrumentaux à différentes échelles de temps, ou celle de la précision des points normaux (Bonfond et al., 1999b), crée une compétition permanente invitant les stations à satisfaire de mieux en mieux des critères de qualité et de performance. Il en ressort que la détection des biais peut se faire sans retard au niveau des stations, ce qui contribue plus efficacement à l'amélioration de l'exactitude de la mesure de distance, et surtout à une meilleure stabilité à l'échelle de quelques mois et plus encore à l'échelle de l'année ou au-delà. La tenue régulière de réunions techniques et la publication de leur compte-rendu, en 1996 à Shanghai et en 1998 à Deggendorf (Allemagne), ont contribué à cet effort commun international.

Il résulte de cette nouvelle maîtrise de la technique laser au niveau mondial, une amélioration de la qualité des éphémérides et, peu à peu également, une amélioration de la solution laser du repère de référence terrestre ITRF publié par l'IERS (Boucher et al., 1997). Mais toutes les stations du réseau (environ 40 plus ou moins permanentes) n'ont pas suivi le même rythme dans l'amélioration de leur technologie ; la dispersion des biais laser peut encore atteindre 20-30 mm et plus pour de nombreux instruments en dehors des 12 à 15 meilleurs sites actuels. Ceci a entraîné une hétérogénéité des champs de vitesse des coordonnées des stations laser, en particulier dans la direction verticale, problème qui devient prépondérant dans le transfert d'erreur sur l'orbite des satellites océanographiques, dans la détermination du mouvement du géocentre, et plus généralement dans la contribution du laser à réalisation d'un repère de référence vertical le plus stable possible (Boucher and Carter 1997).

4. TÉLÉMÉTRIE LASER

Pour les trois instruments de télémétrie laser installés à Grasse (laser Lune, laser satellites et station ultra mobile), la communauté laser française a eu le souci d'établir des bilans d'erreurs précis en acquérant une connaissance de plus en plus rigoureuse des facteurs technologiques les plus importants limitant la précision et l'exactitude (Samain et al. 1998 ; Torre 1998) : l'étalonnage des biais des stations, la variabilité des temps de réaction des détecteurs, la chronométrie, la variabilité des temps de propagation de la lumière dans la troposphère, etc. Les efforts techniques ont porté en priorité sur l'adoption de nouveaux détecteurs, les photodiodes à avalanche, et, à partir de l'automne 1997, sur la mise en place d'un contrôle électronique de leur temps de réaction en fonction de la puissance du signal de retour (travail en coopération avec les collègues de Graz et de Prague).

En outre, les travaux de recherche sur la mise au point et l'utilisation de la technologie deux couleurs pour l'amélioration de l'exactitude de la mesure de distance ont été poursuivis. Alors que les laser verts (Yag) sont actuellement à une exactitude de 10-15 mm au mieux en tir à tir, limite essentiellement due à l'atmosphère, le laser à deux (ou même plus) couleurs peut permettre d'atteindre 5 mm. Mais la principale difficulté est la nature de la réponse du satellite due à la forme actuelle des réflecteurs qui ne se prête pas bien aux mesures par une caméra à balayage de fente (Gaignebet et al., 1996). Néanmoins, les premiers tirs ont été réalisés avec succès sur une cible terrestre distante de quelques km (Lucchini, 1995).

D'un autre côté, des efforts se sont également portés sur la station laser ultra mobile et sur la réalisation, en 1996-97, de sa première campagne opérationnelle de tirs associée à la calibration de l'altimètre radar T/P (Nicolas et al., 1999 ; Bonfond et al., 1997). Ceci a permis d'établir le premier bilan relatif à ses performances : une précision de 2 cm, une exactitude de 0.5-1.0 cm, et une stabilité ou dispersion des biais de 4 cm. Les améliorations technologiques prévues sur cette station sont liées à la datation, la chronométrie et à la détection (Pierron et al. 1999).

Enfin, il faut noter aussi la participation active des instruments du CERGA dans la poursuite des satellites laser. L'efficacité du site de Grasse a été augmentée de manière sensible à partir de 1997, grâce à l'utilisation du laser Lune pour l'observation des satellites lointains, avec une présence importante pendant la campagne IGEX-98 d'observations de la constellation GLONASS, et grâce également au renforcement de l'observation des satellites proches par l'instrument laser satellites (T/P, Geosat, ERS, Diadème, GEOS, WESTPAC et GFZ).

Enfin, dans le souci d'augmenter l'efficacité du réseau laser mondial, la communauté française a voulu participer à l'extension du réseau laser dans l'hémisphère sud. Elle a en charge le fonctionnement, à Tahiti, d'une station laser de la NASA (MOBLAS-8) dans le cadre d'une convention CNES-NASA. Par sa situation géographique, Tahiti est un point fondamental unique sur le plan de la géodésie, de l'océanographie et des Sciences de la Terre. Un aspect particulièrement important de ce site est la possibilité d'y associer d'autres techniques de poursuite, tels GPS et DORIS. Or, on sait aujourd'hui toute l'importance des collocations entre les différentes techniques, propres à mieux identifier les systématismes de chacune et donc à améliorer globalement l'exactitude des déterminations. Grasse et Tahiti sont à cet égard des stations fondamentales où se trouvent implantées les différentes techniques actuelles.

5. CONCLUSION

Les conséquences, à moyen et long termes, 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 (Samain et al., 1998) 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 (Bois et al., 1996 ; Chapront and Chapront, 1997 ; Charlot et al., 1995 ; Damour and Vokrouhlicky, 1996 ; Mueller et al., 1996). La calibration absolue de l'altimètre radar Jason-1 en 2000 est basée sur la station laser ultra mobile, dont les performances en précision et en stabilité du biais sont en cours d'amélioration actuellement. Le transfert de temps par lien laser - expérience T2L2 (Fridelance et al., 1997) -, dont les performances prévues pour le transfert entre 2 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. Enfin, 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, ainsi que d'interactions nouvelles avec l'industrie du spatial.

REMERCIEMENTS

Les auteurs voudraient remercier ici MM. Y. Boudon et O. Laurain pour leur contribution à ces études, en particulier dans le cadre de l'analyse d'orbites pour les projets GRIM. Nous remercions également J. Gaignebet, J.F. Mangin, F. Pierron et E. Samain ainsi que les personnels des équipes laser du CERGA pour leur contribution aux campagnes d'observations et pour les nombreux conseils et apports dans la compréhension du bilan d'erreur de la télémétrie.

RÉFÉRENCES

a) Publications dans les revues internationales à comité de lecture

- Balmino, G., E. Schrama, and N. Sneeuw, Compatibility of first-order circular orbit perturbations theories; consequences for cross-track inclination functions, *J. of Geodesy*, 70, 554, 1996
- Barlier, F., P.Y. Le Traon, A. Cazenave, Point sur les Missions d'Altimétrie Spatiale TOPEX/Poseidon et ERS-1, *Compte Rendu Acad. Sci. Paris*, 323-IIa, 737, 1996
- Barotto, B., J.P. Berthias, First results of reduced Dynamics with DORIS on TOPEX/Poseidon and SPOT, *Journal of Guidance, Control and Dynamics*, Vol. 19, N° 6, 1996
- Berthias, J.P., Houry S., Next day precise orbits for TOPEX / Poseidon using DORIS, *Space flight dynamics 1998, Advances in the Astronautical Sciences*, 100 (1), 173-183, 1998
- Cazenave, A., K. Dominh, L. Soudarin, F. Ponchaud, Ch. Le Provost, Sea level changes from TOPEX/Poseidon altimetry and tide gauges, and vertical crustal motions from DORIS, soumis à *Geophys. Res. Lett.*, 1999
- Crétaux J-F, L. Soudarin, A. Cazenave and F. Bouille, Present-day plate motions derived from the DORIS space system, *J. of Geophys. Res.*, 103 (B12), 30167-30181, 1998
- Berger Ch., R. Biancale, M. Ill, F. Barlier, DTM94, *J. of Geodesy*, 72, 161, 1998
- Bois, E., F. Boudin, A. Journet, Secular variation of the Moon's rotation rate, *A&A*, 314, 989, 1996
- Bonnefond, P., P. Exertier, F. Barlier, Geographically correlated orbit errors observed from a laser-based short-arc technique, *J. Geophys. Res.*, in press, 1999a
- Bonnefond, P., P. Exertier, P. Schaeffer, S.L. Bruinsma, F. Barlier, Satellite altimetry from a short-arc orbit technique: Application to the Mediterranean, *J. Geophys. Res.*, 100(C12), 25365, 1995
- Bruinsma, S., P. Exertier, R. Biancale, An assessment of new satellite total density data for improving upper atmosphere models, *Planet. Space Sci.*, accepted, 1999
- Cazenave, A., P. Gegout, G. Ferhat, R. Biancale, Temporal variations of the gravity field from Lageos 1 and Lageos 2 observations, *Global gravity field and its temporal variations, Int. Assoc. of Geod. Symp.*, Vol. 116, 141-151, Springer-Verlag, New York, 1996
- Chapront, J. and M. Chapront, Lunar motion: theory and observations, *Celest. Mechan.*, 66, 31, 1997
- Charlot, P. et al., Precession and nutation from joint analysis of radio interferometric and Lunar laser ranging observations, *Astr. Journ.*, 109, 418, 1995
- Cheng, M.K., C.K. Shum, B.D. Tapley, Determination of long-term changes in the Earth's gravity field from satellite laser ranging observations, *J. Geophys. Res.*, 102 (B10), 22377, 1997
- Damour, T., D. Vokrouhlicky, Testing for the gravitationally preferred directions using the lunar orbit, *Phys. Rev. D*, 53, 6740, 1996
- Exertier, P. and P. Bonnefond, Analytical solution of perturbed circular motion: Application to satellite Geodesy, *J. of Geodesy*, 71, 149, 1997
- Exertier, P., G. Métris, F. Barlier, Mean orbital motion of geodetic satellites and its applications, *Celest. Mechan.*, 66, 333, 1996
- Fridelance, P., E. Samain, C. Veillet, T2L2 -Time Transfer by Laser Link-: a new optical time transfer generation, *Exp. Astronom.*, 7, 191, 1997
- Marshall et al., The temporal and spatial characteristics of TOPEX/Poseidon radial orbit error, *J. Geophys. Res.*, 100 (C12), 25331, 1995
- Métris, G., D. Vokrouhlicky, J. Ries, R. Eanes, Lageos spin axis and non-gravitational excitations of its orbit, *Advances in Space Res.*, in press, 1998
- Métris et al., Non-gravitational effects and the Lageos eccentricity excitations, *J. Geophys. Res.*, 102, 2711, 1997
- Métris, G. and P. Exertier, Semi-analytical theory of the mean orbital motion, *Astron. and Astrophys.*, 294, 278, 1995

- Mueller, J., K. Nordvedt, D. Vokrouhlicky, Improved constraint on the PPN parameter from lunar motion, *Phys. Rev. D*, 54, 5927, 1996
- Samain et al., Millimetric lunar laser ranging at OCA (Observatoire de la Côte d'Azur), *A&ASuppl. Ser.*, 130, 235, 1998
- Schutz, B.E., New Observable Techniques and Precise Orbit Determination of Artificial Satellites, *Celest. Mechan.*, 66, 79, 1996
- Schwintzer et al., Long-wavelength global gravity fields models: GRIM4-S4, GRIM4-C4, *J. of Geodesy*, 71, 189, 1997
- Soudarin, L., and A. Cazenave, Large-scale tectonic plate motions measured with the DORIS space geodesy system, *Geoph. Res. Lett.*, 22, 469-472, 1995
- Soudarin, L., J-F Crétaux, and A. Cazenave, Vertical crustal motions from the DORIS space-geodesy system, submitted to *GRL*, 1999
- Tapley et al., The joint Gravity Model 3, *J. Geophys. Res.*, 101 (B12), 28029, 1996
- Willis, P., le système DORIS: présentation, rôle et recherches à l'IGN, *Revue Internationale de Géomatique*, 6, 2, 3, pp. 289-304, 1998
- Willis, P., G. Beutler, W. Gurtner, G. Hein, R.E. Neilan, J. Slater, IGEX, International GLONASS Experiment, Scientific Objectives and Preparation, *Adv. Space Res.*, accepted, 1999
- Willis, P., G. Beutler, W. Gurtner, G. Hein, R.E. Neilan, C. Noll, J.A. Slater, International Call for Participation to the IGEX-98 Campaign, *J. of Geodesy*, 72, 5, pp. 313, 1998
- Woodworth, P.L., J. Johannessen, P. Le Grand, C. Le Provost, G. Balmino, R. Rummel, R. Sabadini, H. Sünkel, C.C. Tscherning, P. Visser, Towards the definitive space gravity mission, *Int. WOCE Newslett.*, 33, 37-40, 1998
- b) Notes techniques - Proceedings -
Thèses et rapports de DEA**
- Berthias, J.P., Comps A., Guitart A., Houry S., Laudet P., Piuze A., Evaluation of the orbit error through comparison of standard, stochastic and near real-time DORIS products, European Geophysical Society XXII General Assembly - Vienna, Austria - 21-25 April 1997
- Berthias, J.P., Broca P., Fourcade J., Jayles C., Pradines D., Laurichesse D., General characteristics of real-time on-board orbit determination, 12^e Symposium International Space Flight Dynamics - Darmstadt, Allemagne - 2-6 juin 1997
- Berthias, J.P., Houry S., Piuze A., How good is DORIS for precise orbit determination?, *Journées DORIS*, Toulouse (France), 27-29 avril 1998
- Bonnefond, P., O. Laurain, P. Exertier, F. Barlier, Site Web de l'équipe Géodésie et Mécanique Céleste de l'OCA/CERGA, <http://wwwrc.obs-azur.fr/cerga/GMC/GMCMain.html>, Grasse, 1999b
- Bonnefond, P., P. Exertier, Y. Ménard, E. Jeansou, G. Manzella, S. Sparnocchia, F. Barlier, Calibration of radar altimeters and validation of orbit determination in the Corsica-Capraia area, *Proc. 3rd ERS Symp. on Space at the service of our Environment*, Mar 17-21, Florence, Italy, ESASP-414, 3 Vols., 1525, 1997
- Boucher, C. Z. Altamimi, P. Sillard, The ITRF96 realization of the International Terrestrial Reference System, *Proceed. of the IAG Sci. Assembly*, Rio de Janeiro, Brazil, 1997
- Boucher, C. and W.E. Carter, Vertical references, IERS missions, present and future - Report on the 1996 IERS Workshop, IERS Techn. Note 22, Obs. de Paris, 1997
- Broca, P., Ameline P., Etalonnage de moyens de poursuite par prise en compte de références satellite DORIS, ETTC'97 European test and telemetry conference - Toulouse, France, 9-11 juin 1997
- Bruinsma, S. and P. Exertier, Geodynamic parameter estimation using a mean motion theory, American Geophysical Union - Fall Meeting, Poster Session, G31A-18, San Francisco, Dec. 8-12, 1997
- Brunet, M., Auriol A., Berthias J.P., Costes M., Issler J.L., Senegues P., DORIS Precise Orbit Determination and Localization Performances in orbit and preliminary studies of DORIS-NG, 11^e Forum Européen Temps-Fréquence - Neuchâtel, Suisse, 4-7 mars 1997
- Crétaux, J-F, L. Soudarin, F. Bouille, A. Cazenave, Absolute positioning, tectonic plate motions and polar motion determination with the DORIS system., *Proceeding IAG-97*, Rio, 1997
- Crétaux, J-F, L. Soudarin, A. Cazenave and F. Bouille, Present-day plate motions and crustal deformations from the DORIS space system, *Proceedings DORIS DAYS*, 1998
- Diris, J.P., Fourcade J., Jayles C., Tournier T., Lefebvre L., Dulac J., Dubernet N., Autonomous orbit determination and control in constellations of satellites, *Congrès IAF - Turin, Italie*, 5-11 oct. 1997
- Dorie, O., Recherche d'une procédure optimale pour transformer les coordonnées mensuelles DORIS dans un système de référence mondial maintenu de manière fiable dans le temps, *Rapport de stage de DEEAstronomie Fondamentale, Mécanique Céleste et Géodésie*, Paris, juin 1997
- Exertier, P., G. Métris, Y. Boudon, F. Barlier, Temporal variations of the Earth's gravity field: Long period analysis, *Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie*, 10, 71, 1995
- Garmier, R., Modélisation et estimation du frottement atmosphérique sur les satellites SPOT2 et SPOT3 dans le cadre du système DORIS, *Rapport de stage de DEEAstronomie Fondamentale, Mécanique Céleste et Géodésie*, Paris, juin 1997
- Gruel, N., Positionnement géodésique avec le système PRARE, *Rapport de stage de DEEAstronomie Fondamentale, Mécanique Céleste et Géodésie*, Paris, juin 1998
- Jayles, C., Berthias J.P., Pradines D., Broca P., Laurichesse D., DIODE : orbitographie embarquée avec DORIS, *Journées HOOD - Toulouse - France*, 2-3 juin 1997
- Jayles, C., Broca P., Tournier T., Berthias J.P., Laurichesse D., Navigation autonome temps réel, *Journées DORIS*, Toulouse (France), 27-29 avril 1998
- Julien, E., Berthias J.P., Broca P., Comps A., Deleuze M., Guitart A., Houry S., Jayles C., Laudet P., Nouël F., Piuze A., Pradines D., The Doris Orbit Computation Service, 20th ISTS, Gifu - Japon, 19-25 mai 1996

- Gaignebet, J., J.L. Hatat, J.L. Oneto, Streak camera and two color laser ranging, *Proceed. of the 10th International Workshop on Laser Ranging Instrumentation*, Shanghai, Nov. 11-15 1996, China, pp. 446-450, 1996
- Lefèbvre, M., A. Cazenave, P. Escudier, J-F Cretaux, L. Soudarin, and J-J Valette, Space tracking system improves accuracy of geodetic measurements, *EOS*, 77, 25 and 28-29, 1996
- Lemoine et al., The development of the joint NASA GSFC and NIMA geopotential model EGM96, NASA/TP-1998-206861, 1998
- Lucchini, Ch., Télémétrie laser deux couleurs, Thèse de Doctorat de l'Univ. de Nice Sophia-Antipolis, UFR Sciences, Nice, 215p., 1995
- Morel, L., Etude de l'influence des jeux de référence sur les résultats DORIS (Pôle de rotation terrestre, orbitographie, positionnement), Rapport de stage de DEA Astronomie Fondamentale, Mécanique Céleste et Géodésie, Paris, juin 1996
- Morel, L., P. Willis, Preliminary investigation on erroneous ITRF-station coordinates of the DORIS tracking network. *SWT JASON*, Keystone, Colorado, USA, Oct. 13-15 1998
- Morel, L., C. Boucher, P. Willis, J.P. Berthias, 1998 Terrestrial reference frame differences for Topex Poseidon, *SWT Jason*, Keystone, Colorado, USA, Oct. 13-15, 1998
- Nouël, F., Guitart A., Piuze A., Lombard F., Earth attitude determination through orbital mechanics with TOPEX/Poseidon Spacecraft, 47th International Astronautical Congress, Beijing, China, Oct. 7-11 1996
- Nicolas, J., P. Exertier, P. Bonnefond, F. Pierron and J. Haase, First results with the French Transportable Laser Ranging Station, *Proceed. of the 11th International Workshop on Laser Ranging Instrumentation*, Deggendorf, Oct. 1998, Germany, in press, 1998
- Pierron, F., J. Nicolas, M. Kasser, and J. Haase, Status and new capabilities of the French Transportable Laser Ranging Station (FTLRS), *Proceed. of the 11th International Workshop on Laser Ranging Instrumentation*, Deggendorf, Oct. 1998, Germany, in press, 1998
- Rozanes, P., Technique d'accrochage d'arcs courts d'orbite et modélisation des forces non-gravitationnelles. Application à la détermination du champ de gravité de la Terre, Thèse de Doct., Univ. Paris VI, Paris, 147p., 1997
- Schwintzer, P., Ch. Reigber, A. Bode, K. Enninghorst, Z. Kang, F.H. Massmann, H. Meixner, J.C. Raimondo, S. Zhu, R. Biancale, G. Balmino, J.M. Lemoine, J.C. Marty, B. Moynot, F. Barlier, Y. Boudon, P. Exertier, O. Laurain, A new global Earth gravity field model from Satellite Orbit Perturbations for support of Geodetic/Geophysical and Oceanographic Satellite Missions - Reference Frame and Low Gravity Field Solution (GRIM5-Step1), *Sci. Techn. Rep.*, STR98/18, GFZ, Potsdam, 34p., 1998
- Sillard, P., P. Willis, C. Boucher, GPS and DORIS Combined Geocenter Motion From Reference Frame Time Series Analysis. *American Geophysical Union Fall Meeting*, San Francisco, Dec. 8-12 1997
- Sillard, P., Les variations du géocentre déterminées par DORIS et les autres techniques de Géodésie spatiale. *Actes des Journées DORIS 1998*, Toulouse, 27-29 avril 1998
- Slater, J.A., P. Willis, G. Beutler, W. Gurtner, C. Noll, G. Hein, R.E. Neilan, The International GLONASS Experiment -IGEX98- , *Proc. ION GPS'98*, Nashville, USA, Sept. 1998
- Soudarin, L., Positionnement précis et tectonique des plaques à partir du système spatial DORIS, Thèse de Doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse, 1995
- Tello, M., Jayles C., On-board Earth Navigation System, 3rd International Conference on Integrated Navigation Systems, State Research Center of Russia - CSRI "Elektropribor", St Petersburg, 28-29 mai 1996
- Piuze, A., Berthias J.P., Guitart A., Houry S., The DORIS Orbit Determination Service (SOD), 1998 IERS Workshop, Potsdam (Allemagne), 28 Septembre-2 Octobre 1998
- Tournier, T., Berthias J.P., Jayles C., Blumstein D., Mercier F., Laurichesse D., Cauquil P., Precise on-board real-time ephemeris and clock estimation for GNSS2 concepts studied at CNES, *GNSS 98*, Toulouse (France), 20-29 oct. 1998
- Torre, J.M., Télémétrie par laser sur les satellites et sur la Lune, *Rapport d'Ing. d'Etat - Opto-électronique*, ENSPM, Marseille, 66p., 1998
- Willis, P., Le système DORIS : applications actuelles à l'IGN et perspectives d'avenir. *Bulletin d'information Recherche de l'Institut Géographique National*, mars 1996
- Willis, P., J. Zumberge, Estimation of the tropospheric delay using the DORIS system in a multi-satellite mode, *Présentation au congrès IAPSO/IAMAS*, Melbourne, 1-9 juillet 1997
- Willis, P., Système DORIS : applications scientifiques. *Revue XYZ*, 4^e trimestre, 1997
- Willis, P., P. Sillard, Weekly DORIS solutions for station coordinates: early results and perspectives. *Actes des Journées DORIS 1998*, Toulouse, 27-29 avril 1998
- Willis, P., Monitoring geocenter and scale variations using DORIS data: monthly and weekly comparisons toward ITRF references, *IERS Workshop*, Potsdam, Allemagne, Oct. 1998
- Willis, P., Y. Bar-Sever, E. Doerflinger, J. Zumberge, Using DORIS data for determining the tropospheric delay: implications on climatology and meteorology. *Actes des Journées DORIS 1998*, Toulouse, 27-19 avril 1998
- Willis, P., P. Sillard, Monitoring geocenter and scale factor variation using DORIS data, monthly and weekly comparisons with ITRF references, *IERS Techn. Note n°25*, à paraître

ABSTRACT

The French Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS) created an interdisciplinary research group (Groupement de Recherches, GDR) that will foster and coordinate studies of topics in geodynamics topics that are playing a role in the realisation and maintenance of space reference frames.

Understanding the dynamics of natural phenomena implies that abstract metrological conceptions be applied to objects in the universe that are both moving and deforming. The informations and the know-how that are necessary for achieving an optimal trade-off inside this contradicting situation are developed independently in various laboratories. Every one knows one aspect of the problem and tries to elaborate reasonable solutions that are optimized from the viewpoint of his own needs. The need for establishing close cooperation is more often stressed than met. The new GDR, "Astrometry, Geodynamics and Reference Systems (AGRET)" will be devoted to establishing such working interactions.

About twenty institutes and laboratories will be involved. They belong to a variety of administrations: CNRS, Universities, Agencies (CNES, IGN, SHOM, IRD). The AGRET activities will be somewhat parallel to, and coordinated with, the CNES-related GRGS (Groupe de Recherches de Géodésie Spatiale). Particular emphasis will be put on the ground-based activities.

Studies will concentrate on the following three major topics.

Unification of terrestrial and celestial reference frames, with topics such as the tie of the extragalactic and solar system-based celestial reference frames (Lunar Laser ranging, millisecond pulsars), the time evolution of the tie of the galactic celestial reference frame with the extragalactic one, and the unification of space references derived from satellite geodesy and Very Long Baseline radio Interferometry.

Vertical motions and references. The precise and accurate vertical land motions are key parameters for sea level rise estimations. They are complex products of satellite geodesy analysis. They require the knowledge of global deformations of the Earth under effects such as ocean or atmospheric loading, as well as clear understanding of local effects. Achieving accuracy, time stability and geophysical

reliability of the results requires a close interdisciplinary cooperation.

Motions of the geocenter. By the very nature of the physics involved in satellite dynamics, satellite geodesy data analysis gives access to an instantaneous geocenter, while terrestrial frame analysis relies on an origin of axes related to another, less perturbed, location of the geocenter relative to the crust. Considering the high precision of the satellite geodesy results and the availability of models to predict the effects of mass redistributions on the surface of the Earth, this problem offers a unique opportunity to crosscheck global dynamics and reference frame definitions.

In addition to these topics, special attention will be given to the scientific programs that should be supported by mobile instruments such as portable absolute gravimeter and laser ranging station, and to the French participations in the international programs and services related to astrometry, geodynamics and reference systems.

The following text is a description of the general national context in which AGRET will be acting.

1. INTRODUCTION

Comprendre la dynamique des phénomènes naturels nécessite l'application pratique de concepts métrologiques à des objets naturels essentiellement mouvants et déformables. C'est l'objectif du nouveau groupement de recherche (GDR) interdisciplinaire que le Centre National de la Recherche Scientifique vient de créer. Ce GDR AGRET (Astrométrie, Géodynamique et Systèmes de Référence) animera et coordonnera certaines recherches autour de la réalisation de systèmes de référence d'espace, en mettant l'accent sur les sujets charnières et les collaborations trans-disciplinaires. Des laboratoires relevant de divers organismes disposent de compétences dans l'étude de la dynamique et des déformations de la Terre et en astronomie fondamentale. Chacun connaît une partie du système selon une approche particulière. Tous sont conscients de la nécessité d'établir des coopérations qui permettront un traitement globalisé des phénomènes. Par contraste avec les collaborations au coup par coup que nous connaissons aujourd'hui, AGRET offrira aux chercheurs l'espace de réflexion pluridisciplinaire qui manquait auparavant.

Le texte qui suit dresse un tableau d'ensemble des activités nationales au sein desquelles AGRET pourra jouer un rôle particulier.

2. MÉTROLOGIE DU TEMPS ET DE L'ESPACE

La métrologie du temps construit et transfère les références temporelles nécessaires à l'investigation de la structure globale de l'Univers ; son unité de travail actuelle est la nanoseconde, parfois même la picoseconde. L'astrométrie et la géodésie spatiale relient la direction de quasars extragalactiques, les objets connus les plus lointains, au centre de gravité de la Terre. Elle lie aussi entre eux les référentiels associés aux quasars, à la Galaxie, au système solaire et à la Terre, avec une précision pouvant atteindre mieux que le centimètre à la surface de la Terre. La géodynamique modélise à la fois l'ensemble et chacun des constituants de la planète, pour la compréhension de mouvements dont les durées caractéristiques s'étendent de quelques minutes au million d'années.

Dans cette ambitieuse entreprise de métrologie globale de l'Univers, les maillons faibles se trouvent bien souvent à la jonction entre espaces matériels, conceptuels ou disciplinaires. Un objectif majeur du GDR proposé est d'encourager les études portant sur ces points de jonction, et les passerelles entre disciplines qu'elles nécessitent. Priorité devrait être donnée au caractère innovant des recherches proposées.

Le GDR couvre un domaine qui est insuffisamment exploité malgré l'existence des compétences nécessaires. Il possède en outre de nombreuses zones frontalières avec les autres Sciences de l'Univers :

- au CNRS/SDU :
 - l'astrométrie pour l'astrodynamique et l'astrophysique,
 - la géophysique interne,
 - la géophysique de surface,
 - l'océanographie,
 - l'étude dynamique de l'atmosphère.
- à l'extérieur du CNRS, des organismes avec lesquels le programme du GDR devra être coordonné :
 - les programmes spatiaux impliquant la géodésie spatiale : CNES, GRGS,
 - la géodésie terrestre : IGN,
 - la géodésie et l'hydrographie : SHOM,
 - l'océanographie et la géophysique : IRD (ex. ORSTOM),
 - la météorologie : Météo France.

Les grandes lignes des travaux sur les référentiels de temps et d'espace se situent dans un cadre international dans lequel la France tient une place souvent importante.

3. RÉFÉRENTIELS TEMPORELS

Le thème références de temps est clairement pluridisciplinaire à travers les sources de fréquence, les comparaisons de temps et les applications. Parmi les nombreuses disciplines impliquées, on peut citer la physique atomique et moléculaire, les mathématiques appliquées, la géodésie, l'astronomie fondamentale, les études atmosphériques.

- 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. D'autres méthodes (deux voies, GPS phase) sont aussi en cours d'étude.

- Service d'observation : stations horaires

Les trois services horaires liés au département Sciences de l'Univers du CNRS (SDU) (BNM-OP/LPTF, OSU Besançon, OCA/CERGA) participent à l'élaboration de UTC. Ils mettent cette échelle de temps à disposition des utilisateurs par les moyens appropriés au niveau de précision des expériences. L'impératif de pérennité de l'échelle de temps entraîne la nécessité d'un équipement horaire de qualité (Césiums, Masers à hydrogène) et redondant. Certaines expériences en Sciences de la Terre peuvent nécessiter la mise en œuvre spéciale de bases de temps ultrastables.

4. RÉFÉRENTIELS CÉLESTES : AMÉLIORATION ET LIAISONS

Le référentiel primaire extragalactique est la meilleure réalisation possible actuellement d'un système de référence quasi-inertiel. N'étant accessible pratiquement que dans le domaine des longueurs d'onde radio par la méthode de radio interférométrie à très longue base (VLBI), il est nécessaire de lui rattacher les autres référentiels célestes naturellement associés aux expériences et qui font appel aux étoiles et aux corps du système solaire.

- Rattachement du repère dynamique lié au système solaire et son évolution temporelle éventuelle

Deux méthodes sont à notre portée :

- le laser Lune : l'analyse des observations décrit la rotation de la Terre dans le référentiel dynamique du système solaire, tandis que le VLBI la décrit relativement au référentiel extragalactique. Les référentiels terrestres

laser Lune et VLBI étant tous deux rattachés au référentiel terrestre international, le rattachement des référentiels célestes est obtenu par différence ;

- chronométrage et VLBI différentiel de pulsars millisecondes : principe analogue, l'astre de transfert n'étant plus la Terre, mais le pulsar, dont le chronométrage donne le mouvement dans le référentiel dynamique du système solaire et le VLBI différentiel le mouvement relativement au référentiel extragalactique.

- Rattachement du repère galactique et son évolution temporelle éventuelle

Un exemple : séries temporelles de poses Schmidt / CCD sur des champs comportant à la fois des étoiles Hipparcos et des objets extragalactiques de l'ICRF afin de contraindre avec une plus grande précision la non-rotation du référentiel Hipparcos avec le temps.

- Entretien et amélioration du référentiel céleste international (ICRF)

Dans le cadre de l'IERS et de l'IVS (observatoire de Paris et de Bordeaux, en coopération avec NASA, USNO, ...), responsabilité de la surveillance et de la maintenance à long terme du référentiel extragalactique qui matérialise le Système de référence céleste international (ICRS) recommandé par l'UAI. Nécessite l'observation répétée de plusieurs centaines de radiosources compactes extragalactiques (programme VLBI international) et la surveillance régulière de la stabilité de leur structure géométrique (écarts à la compacité) et, partant, de leurs coordonnées effectives.

- Participation française à JIVE (Joint Institute for VLBI in Europe)

JIVE achève actuellement la construction de l'un des trois ou quatre corrélateurs VLBI Mark IV existants dans le monde ; le modèle astrométrique intégré est Gloria (Observatoire de Paris).

5. DYNAMIQUE DE LA ROTATION ET STRUCTURE DE LA TERRE

Le suivi de l'orientation de la Terre fournit la liaison permanente entre les référentiels céleste et terrestre ; il permet aussi d'établir des séries temporelles de mesures longues et denses dont l'interprétation contribue à la compréhension d'un certain nombre de phénomènes dynamiques globaux. En effet, les irrégularités de la rotation terrestre portent la signature d'un grand nombre d'influences dynamiques ou statiques des couches qui constituent la planète, ce qui fait de ce sujet un terrain privilégié d'études trans-disciplinaires. La très grande précision, la haute résolution temporelle et la stabilité à long terme des mesures permanentes (VLBI, GPS, SLR, programme international) de la durée du jour et des mouvements de l'axe de rotation dans la Terre et dans l'espace ouvrent un

champ important de recherche pour la modélisation correspondante de la planète. Les techniques de géodésie satellitaire utilisées en mesure permanente pour la rotation de la Terre (GPS, SLR, DORIS) détectent et suivent les mouvements du centre de gravité de la Terre (géocentre), de l'ordre du centimètre, qui sont dus aux déplacements réguliers ou irréguliers des masses fluides en surface.

- Sujets de recherche :

- Mouvements du géocentre : modélisation et observations, systèmes de référence. Dans un repère lié au centre de masse de la Terre, le coefficient de degré 1 du géopotential doit être nul. La détection, par des techniques de géodésie satellitaire, du mouvement du géocentre pose le problème de la relation entre les différents systèmes de référence et en particulier entre les repères des observations et celui lié au centre de masse de la Terre utilisé par les géophysiciens. Comment le calcul théorique des déformations élastiques ou visqueuses de degré 1, à partir de la mécanique des milieux continus, peut-il être relié aux observations ?

- Mouvement du pôle : on ne parvient pas encore à prédire en détail et exactement l'influence des déplacements de masses atmosphériques, océaniques et autres eaux continentales.

- Circulation dans le noyau et rotation de la Terre. À partir de la variation séculaire du champ magnétique terrestre, on peut calculer un champ de la vitesse à l'interface noyau-manteau. L'étude des différents couplages entre le noyau et le manteau permet de quantifier l'influence de la dynamique du noyau sur la rotation de la Terre, sur des échelles de temps décennales. Alors qu'il semble difficile d'expliquer les variations décennales du mouvement du pôle par la dynamique du noyau, celles de la longueur du jour semblent, elles, trouver leur origine dans le noyau. Des phénomènes plus rapides tels que les jerks magnétiques, peuvent également perturber, à plus courtes échelles de temps, la rotation de la Terre mais ils interviennent sur des échelles temporelles comparables aux excitations atmosphériques. De nouveau, il s'agit là d'un sujet de recherche à la frontière entre deux communautés travaillant sur les couplages aux interfaces solide-fluide de la Terre.

- Suivi permanent de la rotation terrestre

Dans le cadre de l'IERS. Observations LLR, SLR au CERGA. À l'Observatoire de Paris, responsabilité de l'élaboration et de la diffusion de la série des paramètres de la rotation de la Terre. Analyses finales des mesures permanentes par VLBI, GPS et SLR, nécessitant le mélange optimal de séries temporelles dont les caractéristiques sont inhomogènes et évolutives. Charges à la fois opérationnelles et à long terme. Nombreuses coopérations internationales.

6. RÉFÉRENTIELS TERRESTRES ET DÉFORMATIONS DE LA TERRE

La détermination de la structure interne du globe et l'étude de sa dynamique doivent s'appuyer sur deux types d'informations :

- la mesure des mouvements de points à la surface terrestre, par des méthodes géométriques et/ou semi-dynamiques, et par des mesures de pesanteur locale pour des mouvements verticaux,

- la mesure du champ de pesanteur ou du potentiel de pesanteur à la surface terrestre ou à l'extérieur du globe dont les variations donnent accès aux mouvements de masses responsables des déformations.

Les processus géodynamiques sont caractérisés par une très grande variabilité des échelles spatiales, de l'intrusion magmatique à la convection mantellique, et temporelles, de quelques minutes (séismes) au million d'années (convection). Les services d'observation et les recherches décrits ci-après concernent les échelles spatiales globale et régionale.

- Déformations lithosphériques et crustales

Il s'agit de la caractérisation fine des déplacements des plaques lithosphériques et de leurs déformations, de premier ordre sur les limites des plaques et de deuxième ordre en domaine intraplaque. Cet objectif est fondamental pour la géodynamique globale ; il est également indispensable pour les déterminations des coordonnées des stations de références et de leur vitesse de déplacement. Les études à une échelle plus locale (exemple le réseau Alpes) permettent également d'étudier les déformations liées à la tectonique active, aux mouvements verticaux lents et au cycle sismique.

- Mouvements verticaux

La caractérisation des mouvements verticaux est plus difficile que celle des mouvements horizontaux qui sont d'un ou plusieurs ordres de grandeur supérieurs. Or, la connaissance des mouvements verticaux est fondamentale. Il s'agit là d'un exemple typique de problème "frontière" qui nécessite l'établissement de références verticales à différentes échelles et la mise en commun du savoir-faire des deux communautés partie prenante dans AGRET.

Rappelons que cette caractérisation passe par des études à différentes échelles spatiales. En effet, la connaissance de la composante verticale des déformations globales de la Terre, par exemple celle induite par les surcharges atmosphériques globales, en complément de la connaissance des déformations locales, est fondamentale pour la détermination précise des mouvements verticaux.

Parmi les questions scientifiques où la connaissance des mouvements verticaux vient en amont, 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.

Plusieurs sujets de recherche peuvent être abordés pour ce thème, par exemple :

- le développement de modèles de marée océanique en relation avec la surcharge pour contraindre les réponses locales des sites des stations de mesures et d'étalonnage,

- le développement de modèles de corrections troposphériques et ionosphériques en relation avec les différents systèmes de poursuite et de positionnement satellitaire.

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. Ils constituent de plus un outil à l'usage d'autres domaines pour le positionnement altimétrique précis par techniques spatiales. L'effort de recherche doit porter sur l'amélioration de la modélisation et des techniques de calcul, sur l'intégration des différents types de données et, au plan national, sur la qualité des données, en particulier gravimétriques.

- Redistribution des masses

Les études des variations temporelles du champ de pesanteur, couplées à la géodésie, permettent de mettre en évidence les redistributions de masse dans les zones actives tels que les édifices volcaniques. Une application attendue concerne la prévention des risques. Un autre objectif concerne la caractérisation des mouvements des masses fluides qui apporte des contraintes sur les flux de transport des fluides (aquifères, évapo-transpiration...). Des projets satellitaires, tels que GRACE, ont pour ambition de permettre la mesure des variations temporelles du champ de pesanteur à grande échelle spatiale. Des études sol, permettraient d'accéder aux échelles spatiales inférieures qui viendraient compléter celle fournie par les moyens satellitaires.

- Météorologie et radiométrie

Les réseaux GPS géodésiques permettent de mesurer de façon continue le contenu atmosphérique en vapeur d'eau intégrée. Ces mesures peuvent être utilisées pour des études météorologiques telles que l'effet de serre, les variations climatiques ou les prévisions.

- Applications de la géodynamique à la maintenance du référentiel terrestre

- maintenance à long terme d'un référentiel attaché à l'ensemble des plaques tectoniques ;

- densification sans perte d'exactitude à partir de campagnes locales ou régionales ;

- intégration des campagnes destinées à l'étude des déformations.

- Entretien et extension du référentiel terrestre international (ITRF)

Dans le cadre de l'IERS (au LAREG, Laboratoire de Recherche de Géodésie de l'IGN), responsabilité de la surveillance et de la maintenance à long terme du référentiel qui matérialise le Système de référence terrestre international (ITRS) recommandé par l'UGGI. Nécessite l'unification de l'analyse globale des programmes permanents d'observation des quatre techniques majeures de géodésie spatiale : VLBI, GPS, SLR, DORIS. Nombreuses coopérations internationales.

- Bureau Gravimétrique International (BGI)

Les attributions du BGI (à l'OMP, activité soutenue aussi par le CNES, l'IGN, BRGM) consistent à collecter globalement toutes les données existantes de pesanteur et les informations disponibles sur le champ de gravité terrestre, à les compiler, à les archiver et à les redistribuer à une large communauté d'utilisateurs à des fins scientifiques. Le BGI dispose aussi de grilles de valeurs du géoïde déduites de l'altimétrie satellitaire, de modèles globaux du géopotential et de valeurs moyennes de la topographie.

- Participation à des réseaux et programmes mondiaux

- réseau gravimétrique mondial (IAGBN), avec notamment des stations dans l'hémisphère sud.
- GGP (Global Geodynamics Project), avec le gravimètre supraconducteur de Strasbourg.

- Établissement de réseaux de répétition

AGRET sera partie prenante dans l'établissement et/ou la maintenance de certains réseaux, tels que les réseaux gravimétriques de précision en colocation avec les réseaux de nivellement précis, de géodésie spatiale (GPS), de marégraphes...

- Observatoire géodésique et géodynamique hors métropole

De nombreux problèmes scientifiques traités grâce à l'analyse de paramètres mesurés dans les stations des réseaux existants nécessitent une répartition homogène des stations de mesure sur le globe terrestre. La France, par ses DOM-TOM et Terres Australes, peut contribuer de manière significative à l'acquisition de données dans l'hémisphère sud caractérisé par un nombre de stations d'observation beaucoup plus petit que l'hémisphère nord. C'est par exemple le cas pour le Pacifique Sud avec Tahiti. L'observatoire géodésique et géophysique situé sur le campus de l'Université Française du Pacifique (UFP), comporte des stations d'observation utilisant les techniques principales de géodésie satellitaire, DORIS, SLR, GPS, PRARE, et un marégraphe en cours de rattachement. Un observatoire magnétique (Pamatai) fonctionne également à Tahiti. Compléter l'équipement de

l'Observatoire de Tahiti par un gravimètre et une station VLBI en ferait un site géodynamique global de première importance au niveau mondial.

- Autres outils :

DORIS ; parc de récepteurs GPS géodésiques ; SAR ; gravimètre absolu portable ; parc de gravimètres relatifs ; station laser mobile ; participation française à JIVE.

7. MATHÉMATIQUES ET APPLICATIONS

Une grande partie des travaux actuels restent souvent centrés sur l'usage de méthodes mathématiques conventionnelles, alors que les outils développés en mathématiques appliquées ont énormément évolué depuis une dizaine d'années. Les outils d'analyse en fonctionnement sont extrêmement élaborés car ils doivent modéliser un grand nombre d'effets naturels pour parvenir à rendre compte de la précision des mesures. Ils représentent parfois le résultat de dix ou vingt ans de développement progressif. Tout en reconnaissant l'effort permanent de qualité de ces développements, il est sain de procéder à un état des lieux sur la pertinence des outils mathématiques et des méthodes numériques utilisés et éventuellement de préparer l'implantation de nouveaux algorithmes.

- Expérimentation de méthodes mathématiques

Exemples :

- méthodes robustes d'estimation et de résolution numérique des problèmes inverses de grande taille,
- méthodes d'analyse non linéaire et applications,
- modélisation de séries temporelle, par exemple analyse des irrégularités de la rotation terrestre comme processus déterministe non linéaire.

8. L'ENVIRONNEMENT SCIENTIFIQUE ET OPÉRATIONNEL

Les Sciences de l'Univers intéressant AGRET nécessitent la mise en œuvre et l'exploitation systématique d'une grande variété de moyens d'observations, en coordination avec différents organismes (BNM, CNRS, Universités, CNES, SHOM, IRD, Météo-France, etc.). Les observations et les recherches sont pour une part coordonnées et pour une part indépendantes les unes des autres. Nous résumons ci-après le rôle de divers organismes.

9. MINISTÈRE DE L'ÉDUCATION NATIONALE, DE L'ENSEIGNEMENT SUPÉRIEUR, DE LA RECHERCHE ET DE LA TECHNOLOGIE

La majorité des laboratoires participant aux recherches dans le domaine intéressant AGRET relèvent du Ministère de l'Éducation Nationale, de l'Enseignement Supérieur, de la Recherche et de la Technologie (MENESRT), à travers

des Observatoires des Sciences de l'Univers (OSU), des Observatoires, Instituts de Physique du Globe et Universités.

L'Institut National des Sciences de l'Univers (INSU), institut de programmes et de moyens relevant du CNRS, est chargé de définir et de coordonner la politique des moyens d'observation au sein du dispositif de recherche du CNRS et des OSU pour l'astronomie et les sciences de la planète (Terre solide, Océan, Atmosphère, Biosphère). À ce titre l'INSU assure la coordination des différents services avec l'ensemble des autres organismes nationaux. Nous reprenons ci-dessous les éléments d'un document sur les services d'observations émanant du conseil scientifique de l'INSU (juin 1997) et du document " Moyens Nationaux " du colloque de prospective INSU / Astronomie de mars 1998.

- Services d'observation

Métrologie de l'espace et du temps

Le but de ce service est l'établissement d'un repère spatio-temporel. Cette tâche traditionnelle de l'astronomie relève d'activités contractuelles vis-à-vis de l'État (cas du LPTF et de l'IMCCE), et des Unions Internationales - Géodésique et Géophysique, et Astronomique (cas de l'IERS), qui comportent :

- la participation à la définition du temps français, avec le développement de nouvelles horloges et de nouveaux étalons, le transfert de temps et la comparaison d'horloges ;

- la mesure et l'étude de la rotation de la Terre, qui permet l'élaboration et le raccordement de systèmes de référence terrestres et célestes ;

- la publication par le Bureau des Longitudes des données astrométriques et des éphémérides utiles à de nombreux organismes, au public ou aux astronomes eux-mêmes ;

- la mesure précise de positions d'étoiles permettant l'établissement ou la maintenance de référentiels stellaires ;

- la géodésie spatiale : établissement d'un système de référence vertical, suivi permanent du niveau des mers, gravimétrie.

Laboratoires responsables : Observatoires de Paris, Besançon, de la Côte d'Azur, de Bordeaux, Midi-Pyrénées, Bureau des Longitudes. Organismes associés : BNM, IGN, CNES.

Joint Institute for VLBI in Europe (JIVE)

L'INSU contribue au fonctionnement de ce centre ce qui assure à la communauté VLBI française (une vingtaine de chercheurs répartis dans cinq établissements) l'accès à des moyens de traitement pour ses programmes, souvent originaux.

Bureau Gravimétrique International (BGI)

Organismes responsables : essentiellement le CNES et l'IGN, avec également une contribution de l'INSU et du BRGM

- Moyen national Temps/Fréquence :
coordination des activités temps/fréquence relevant de l'INSU.

Communautés scientifiques concernées :

- SDU : Observatoires de Paris, Besançon et de la Côte d'Azur,
 - SPI : LHA (laboratoire de l'Horloge Atomique), LPMO : (Laboratoire de Physique et de Métrologie des Oscillateurs)
 - SPM : LKB (Laboratoire Kastler Brossel), P2IM (Laboratoire de Physique des Interactions Ioniques et Moléculaires), LPL (Laboratoire de Physique des Lasers),
 - BIPM : Bureau International des Poids et Mesures,
 - Autres partenaires : LCEP, CNES, CNET, ONERA, DGA, Dassault Électronique, Aérospatiale, HP.
- Financement : BNM, INSU

- Moyen National Laser Lune :
détermination de la distance Terre-Lune par télémétrie laser au plateau du Calern, avec une précision meilleure que le centimètre.

Objectifs scientifiques : Tests de la relativité générale: tests du principe d'équivalence (fort et faible), détermination de paramètres post-newtoniens; systèmes de référence, raccordement du système dynamique au système ICRF ; sélénodésie.

Communautés scientifiques concernées : SPM (gravitation expérimentale), SDU (référentiels).

Établissements responsables (observation et analyses) : Observatoires de la Côte d'Azur et de Paris.

- GDR Interférométrie radar à ouverture synthétique (INSAR)

La mission du GDR est de fédérer une communauté française pour le développement et l'application de l'interférométrie radar à ouverture synthétique (SAR) ; renforcer la position de leader dans ce domaine que possèdent actuellement les équipes françaises ; constituer un carrefour d'échange pour des outils de calcul, des approches d'interprétation et de comparaisons des

méthodes de calculs ainsi que de confrontation des résultats avec des modèles théoriques et les observations de terrain ; créer un lieu de débats scientifiques sur les objectifs et les applications géophysiques à traiter prioritairement ; devenir un interlocuteur de plus grand poids pour les partenaires comme l'ESA et le CNES.

10. GROUPE DE RECHERCHE DE GÉODÉSIE SPATIALE (GRGS)

Le GRGS coordonne un certain nombre de recherches et d'observations liées aux programmes du CNES. Son Comité Directeur est constitué d'une représentation des "organismes fondateurs" et d'autres qui s'y sont joints : BDL, CNES, OP, IGN, INSU, OCA, SHOM, OMP. Ces organismes assurent le soutien de leurs équipes membres du GRGS, le CNES étant le seul à financer les recherches du GRGS en tant que tel.

Les expériences soutenues financièrement par le CNES via le GRGS sont énumérées ci-après. Une partie des expériences est effectuée en partenariat avec le SHOM, l'IGN, l'OP, etc.

- Télémétrie laser
 - Station satellite du Calern
 - Station ultramobile
- Mécanique orbitale et détermination du champ de pesanteur
 - Mécanique spatiale
 - Champ de gravité : réalisations, modèles et projets
 - Gravimétrie et BGI
 - Grandes et moyennes longueurs d'onde du géoïde, variations temporelles
- Observation de la Terre, systèmes de référence
 - Système de référence IERS (avec OP, IGN)
 Références terrestres : théorie et réalisation (avec IGN)
 - Localisation DORIS (avec IGN)
 - Participation à l'IGS, orbitographie et localisation par GPS (avec IGN)
 - Altimétrie et références verticales
- Terre solide et océans
 - Altimétrie et géophysique
 - Altimétrie et océanographie (avec le SHOM)
 - Variations temporelles du champ de gravité
 - Applications de la géodésie GPS et INSAR à la tectonique (avec IGN)
- Planétologie
 - forme et physiographie des corps du système solaire
 - géologie, minéralogie de surface
 - champ de gravité
 - rotation
 - structure interne

- Physique fondamentale
 - Missions spatiales pour le principe d'équivalence
 - Métrologie du temps et transfert de temps
 - Références relativistes

11. INSTITUT GÉOGRAPHIQUE NATIONAL (IGN)

- Géodésie
 - Entretien du Réseau Géodésique Français (RGF)
 - Maintenance du réseau DORIS
 - Participation à des campagnes continentales (SIRGAS, EUVN)
- Nivellement
 - Entretien du Réseau Français de Nivellement de Précision (RFNP)
- Laboratoire de Recherche en Géodésie (LAREG)
 - Participation à l'IERS : élaboration de l'ITRF
 - Participation à l'IGS : suivi des stations françaises, centre global de données
 - Projet pilote d'établissement du réseau GPS permanent en France (RGP)
 - Niveau des mers : équipement GPS de la station marégraphe de Marseille

12. MÉTÉO FRANCE

Projet GPS et météo : étude de l'utilisation des stations GPS géodésiques permanentes pour le suivi du contenu intégré en vapeur d'eau de l'atmosphère. Une coopération entre le CNRM, le LAREG, le LGT, Geosciences AZUR et les organismes de météorologie européens.

13. SERVICE HYDROGRAPHIQUE ET OCÉANOGRAPHIQUE DE LA MARINE (SHOM)

Le SHOM est l'organisme officiel en France qui recueille, valide, expertise, archive, coordonne et traite les informations marégraphiques nationales. Il exploite systématiquement les observations issues des observatoires permanents des ports principaux de l'Annuaire des marées et gère un fichier comptant actuellement quelque 500 sites d'observation. Son expérience opérationnelle date de près de 200 ans puisqu'il est l'héritier de l'ancien dépôt des cartes et plans qui mit en œuvre le premier observatoire permanent, à Brest en 1906. Le SHOM n'est en fait responsable que de cinq marégraphes des côtes de France (Cherbourg, Le Conquet, Brest, Port Tudy et Toulon), les autres observatoires permanents étant sous la responsabilité des ports autonomes ou des Services Maritimes. Le SHOM a besoin de ces observations pour diverses raisons :

- évaluer et améliorer la précision des prédictions,
- réduire les sondages hydrographiques,
- mener des études statistiques sur les surcotes-décotes et les niveaux extrêmes,
- assurer des responsabilités auprès de la communauté scientifique nationale et internationale.

Le SHOM participe à des programmes d’océanographie spatiale, avec le CNES, et de rattachement géodésique des marégraphes, avec l’IGN

14. RÉSEAUX D’OBSERVATION MONDIAUX

- DORIS : 51 balises ; c’est le réseau de géodésie spatiale ayant la meilleure couverture mondiale. Géré conjointement par le CNES et l’IGN.
- Participation à l’IGS : 3 stations GPS dans l’hémisphère Sud (Kerguelen, Tahiti, Hartebeestok), gérées par le CNES et l’IGN.
- Site fondamental de Tahiti : soutenu par CNES, UFP, ESA, NASA.
- Observatoires géophysiques (IPG, IRD, CEA) : participation à Intermagnet.
- Participation à GGP (EOST), réseau mondial de gravimètres supraconducteurs.

15. PROGRAMME DES RECHERCHES

Les travaux d’AGRET s’organiseront autour de trois thèmes majeurs :

- Unification des repères de référence terrestres et célestes. On envisage des sujets de recherche tels que le rattachement du repère dynamique lié au système solaire et son évolution temporelle éventuelle (laser-Lune, pulsar millisecondes), le rattachement du repère galactique et son évolution temporelle éventuelle, l’unification des références terrestres et inertielles obtenues par VLBI et géodésie satellitaire.
- Références et mouvements verticaux. La connaissance de la composante verticale des déformations globales de la Terre, par exemple celle induite par les surcharges atmosphériques globales, en complément de la connaissance des déformations locales, est fondamentale pour la détermination précise de mouvements dont dépend, par exemple, l’estimation des variations du niveau moyen des mers. Il s’agit là d’un exemple typique de problème “frontière” qui nécessite la maîtrise concertée d’un ensemble de connaissances et de savoir-faire, allant de la marégraphie à la géodésie spatiale en passant par la gravimétrie absolue.

- Mouvements du géocentre. Les calculs de géodésie satellitaire donnent accès à une origine instantanée dont le lien avec le géocentre moyen reste pour l’essentiel à explorer. Des aspects cruciaux pour l’interprétation géophysique des mesures de géodésie spatiale sont l’identification des effets des redistributions des masses, leur modélisation dans un repère clairement indentifié ainsi que l’harmonisation des modèles utilisés pour l’interprétation dynamique des résultats.

En outre, les recherches comporteront une réflexion permanente sur les réseaux nationaux de mesure en métropole et outre-mer, les missions du gravimètre absolu portable, les missions de la station laser mobile, la participation aux réseaux et programmes internationaux.

GLOSSAIRE

BGI	Bureau Gravimétrie International
BIPM	Bureau International des Poids et Mesures
BNM	Bureau National de Métrologie
BRGM	Bureau de Recherches Géologiques et Minières
CERGA	Centre d’Études et de Recherches Géodynamiques et Astronomiques
CNES	Centre National d’Études Spatiales
CNRM	Centre National de Recherches Météorologiques
CNRS	Centre National de la Recherche Scientifique
DORIS	Détermination d’Orbite et Radiopositionnement Intégré par Satellite
EOST	École et Observatoire des Sciences de la Terre de Strasbourg
GDR	Groupement de Recherches
GGP	Global Geodynamics Project
GPS	Global Positioning System
GRGS	Groupe de Recherches de Géodésie Spatiale
IAGBN	International Absolute Gravity Base-station Network
IERS	International Earth Rotation Service
ICRF	International Celestial Reference Frame
ICRS	International Celestial Reference System
IGN	Institut Géographique National
IGS	International GPS Service for Geodynamics
IMCCE	Institut de Mécanique Céleste et de Calcul des Éphémérides de l’Observatoire de Paris

INSU	Institut National des Sciences de l'Univers	USNO	United States Naval Observatory
IPGP	Institut de Physique du Globe de Paris	UTC	Temps Universel Coordonné
IRD	Institut français de recherche scientifique pour le développement en coopération (ex ORSTOM)	VLBI	Very Long Baseline radio Interferometry
ITRF	International Terrestrial Reference Frame		
ITRF	International Terrestrial Reference System		
IVS	International VLBI Service for geodesy and astrometry		
JIVE	Joint Institute for VLBI in Europe		
LAREG	Laboratoire de Recherche de Géodésie		
LGT	Laboratoire de Géophysique et Tectonique, Montpellier		
LHA	Laboratoire de l'Horloge Atomique		
LKB	Laboratoire Kastler Brossel		
LPL	Laboratoire de Physique des Lasers		
LPMO	Laboratoire de Physique et de Métrologie des Oscillateurs		
LPTF	Laboratoire Primaire du Temps et des Fréquences		
OCA	Observatoire de la Côte d'Azur		
OMP	Observatoire Midi-Pyrénées		
OP	Observatoire de Paris		
ORSTOM	voir IRD		
OSU	Observatoire des Sciences de l'Univers		
P2IM	Laboratoire de Physique des Interactions Ioniques et Moléculaires		
PNIT	Programme National Intérieur de la Terre		
PNRN	Programme National "Risques Naturels"		
RFNP	Réseau de Nivellement Français de Précision		
RGF	Réseau Géodésique Français		
RGP	Réseau GPS Permanent français		
SAR	Synthesis Aperture Radar		
SDU	CNRS/Département Sciences de l'Univers		
SHOM	Service Hydrographique et Océanographique de la Marine		
SLR	Satellite Laser Ranging		
SPI	CNRS/Département Sciences Physiques pour l'Ingénieur		
SPM	CNRS/Département Sciences Physiques et Mathématiques		
TA(F)	Temps Atomique Français		
TAI	Temps Atomique International		
T2L2	Transfert de Temps par Lien Laser		
UFP	Université Française du Pacifique		

SECTION 2 : SISMOLOGIE ET PHYSIQUE DE L'INTÉRIEUR DE LA TERRE
BRANCHE FRANÇAISE DE L'ASSOCIATION INTERNATIONALE DE SÉISMOLOGIE
ET DE PHYSIQUE DE L'INTÉRIEUR DE LA TERRE

COMPARAISON DE DEUX SEISMES DESTRUCTEURS EN FRANCE EN 1996 : SAINT-PAUL-DE-FENOUILLET (PYRÉNÉES) ET ÉPAGNY (ALPES)

COMPARISON OF TWO DAMAGING EARTHQUAKES IN FRANCE IN 1996: SAINT-PAUL-DE-FENOUILLET (PYRENEES) AND ÉPAGNY (ALPS)

J. FRÉCHET¹, A. RIGO², A. SOURIAU², F. THOUVENOT.

¹Laboratoire de géophysique interne et tectonophysique, Observatoire de Grenoble

²Observatoire Midi-Pyrénées, GRGS-CNRS UMR 5562, Toulouse

ABSTRACT

In 1996, two damaging earthquakes occurred in France: the Saint-Paul-de-Fenouillet earthquake in the Pyrenees, on February 18 ($M_L = 5.2$), and the Épagny earthquake in the Alps, on July 15 ($M_L = 4.9$). They are the strongest events since the 1967 Arette earthquake which damaged several villages in western Pyrenees. They are also the first large events occurring since the two mountain belts have been instrumented with permanent seismological networks. This has made possible good hypocentral determinations and focal mechanism computations for the main shocks. Thanks to dense networks of temporary stations set up in the epicentral areas few hours after the main shocks, it has been possible to accurately locate the aftershocks and to interpret them, together with the main shocks, in the frame of the local or regional tectonic contexts.

The Saint-Paul-de-Fenouillet earthquake occurred at $42^\circ 47.8' N$, $2^\circ 32.3' E$, and 7.7 km depth, inside the Agly massif, a small Hercynian structure located some 8 km north of the North Pyrenean Fault, which is considered as the suture between the Iberian and Eurasian plates (Rigo et al., 1997). The focal mechanism of the main shock is a left-lateral strike-slip on an E-W trending fault. More than 300 aftershocks that occurred during the five days following the main shock have been accurately located (± 1.5 km). Most of them are distributed between 7 and 10 km depth in the vicinity of three known fault segments, suggesting the reactivation of these structures inside the highly fractured Agly massif. The fault-plane solutions of the aftershocks exhibit a great diversity of mechanisms, but they are globally compatible with an E-W subhorizontal extension. The variation of the Coulomb stress failure induced by the main shock explains rather well the distribution of the aftershocks for an 8 cm slip on the two main fault segments and for a regional horizontal compressive stress component oriented approximately $N30^\circ E$ (Pauchet et al., 1998; Pauchet, 1998).

The Épagny earthquake occurred at $45^\circ 56.3' N$, $6^\circ 05.3' E$, and 2 km depth, close to the city of Annecy. This shallow depth, and the amplification of the ground response due to the sediments, explain that the damage was much more important than at Saint-Paul-de-Fenouillet, despite a somewhat smaller magnitude. The fault-plane solution of the main

shock reveals a left-lateral strike-slip, with a small normal component, on a plane striking $N136^\circ E$, dipping at an angle of 70° to the NE. This event occurred on the Vuache Fault, which stretches over 35 km from the Jura mountain to the Subalpine massifs. The temporary network has detected several hundreds of aftershocks during the two weeks following the main shock. Their accurate locations allow us to identify a rupture of the fault involving a very shallow depth range, from 1 to 4.5 km below the surface, and a rupture length of 4.5 km. A detailed analysis reveals that the aftershocks are distributed along two linear swarms, which correspond to two segments shifted 500 to 800 m with respect to each other. The aftershock fault plane solutions are, in general, very similar to that of the main shock (Thouvenot et al., 1998).

The two large 1996 French events have occurred in regions of rather low seismicity. However, contrary to the Epagny event, which was expected to occur on the Vuache Fault, nothing could lead to predict an event in the Agly massif. On the other hand, these two examples illustrate how difficult it is to evaluate the seismic risk precisely, even in an area of moderate seismicity where historical seismicity is well documented. They also show the importance of maintaining networks for several decades in order to obtain reliable catalogues of instrumental seismicity.

1. INTRODUCTION

Deux séismes destructeurs ont eu lieu en 1996 en France, l'un dans les Pyrénées (séisme de Saint-Paul-de-Fenouillet, le 18 février, $M_L = 5,2$), l'autre dans les Alpes (séisme d'Épagny-Annecy, le 15 juillet, $M_L = 4,9$) (Figure n°1). Ils ont entraîné des dégâts matériels importants dans la région de Saint-Paul-de-Fenouillet (intensité maximale égale à VI-VII MSK) et plus encore dans la région d'Annecy (intensité maximale de VII-VIII MSK) (Figure n°2). Ils n'ont heureusement pas fait de victime à l'exception d'un blessé léger (séisme d'Épagny). L'intensité plus faible à Saint-Paul-de-Fenouillet, bien que le séisme ait eu une magnitude un peu plus forte, est à mettre au compte de la profondeur plus grande du foyer ainsi que de l'absence d'effets de site. Les dégâts sont estimés à 6 millions de francs à Saint-Paul-de-Fenouillet (Mission AFPS, 1996a), et entre 350 et 400 millions de francs à Épagny.

Ces deux séismes survenus la même année sont venus nous rappeler que le risque sismique ne doit pas être négligé dans ces deux massifs, situés l'un comme l'autre sur une limite de plaques (ou de sous-plaques) tectoniques. En témoignent dans les trente dernières années plus de vingt séismes ayant provoqué des dégâts dans ces deux régions. Les plus forts d'entre eux, Saint-Paul-sur-Ubaye (1959, $I_0 = VIII$), Corrençon (1962, $I_0 = VII-VIII$), Monteynard (1963, $I_0 = VII$), Arette (1967, $I_0 = VIII$), Abondance (1968, $I_0 = VII$), Arudy (1980, $I_0 = VII-VIII$), Faverges (1980, $I_0 = VI-VII$), Mauléon (1982, $I_0 = VI-VII$), Le-Grand-Bornand (1994, $I_0 = VI-VII$) ont suscité une émotion de courte durée avant de retomber dans l'oubli ou presque, sauf peut-être les plus destructeurs, celui d'Arette en particulier.

Les deux séismes de 1996 ont été étudiés de façon approfondie, tant sur le plan scientifique que sociologique. Situés à l'intérieur, quoiqu'en bordure, des nouveaux réseaux sismiques installés depuis la fin des années 80 par les observatoires de Grenoble et de Toulouse, ils permettent un test en vraie grandeur de l'apport de ces réseaux. Ils ont fait l'objet l'un et l'autre d'une intervention rapide sur le terrain, avec le déploie-

ment des stations sismologiques performantes qui équipent depuis quelques années les laboratoires de sismologie (Rigo et al., 1997 ; Thouvenot et al., 1998). Étant donné le niveau d'intensité atteint et l'impact médiatique qui a suivi, deux missions de l'Association française du génie parasismique (AFPS) ont aussi été envoyées sur place ; elles ont produit des rapports circonstanciés (Mission AFPS, 1996a et 1996b). Il apparaît donc intéressant de tenter une analyse comparative de ces deux séismes, d'une part sur le plan sismotectonique, et d'autre part sur le plan du risque sismique.

Ces deux tremblements de terre présentent de nombreuses ressemblances : tous deux ont eu lieu à la même heure au milieu de la nuit (02 h 46, heure locale, pour Saint-Paul-de-Fenouillet, 02 h 13 pour Épagny), pendant le week-end (nuit du samedi pour Saint-Paul-de-Fenouillet, nuit du dimanche pour Épagny), avec une magnitude voisine de 5 ($M_L = 5,2$ et $M_L = 4,9$ respectivement, selon nos calculs) ; leur mécanisme au foyer est dans les deux cas un coulisage sénestre sur une faille E-W à Saint-Paul-de-Fenouillet et NW-SE à Épagny (**Figure n°3**) ; enfin, ils sont situés dans des zones relativement peu sismiques, classées en zone I B (sismicité

	Saint-Paul-de-Fenouillet			Épagny		
	18/02/1996 01:45:45 UTC			15/07/1996 00:13:30 UTC		
	42.797° N	2.538° E	7.7 km	45.938° N	6.088° E	2 km
	(42°47.8' N)	(2°32.3' E)		(45°56.3' N)	(6°05.3' E)	
	$M_L = 5.2$			$M_L = 4.9$		
	Localisations					
Organisme	Lat N	Lon E	Prof (km)	Lat N	Lon E	Prof (km)
ISC	42.83	2.52	14	46.02	6.01	4
NEIC	42.828	2.533	10	46.015	5.977	5
IDC	42.7331	2.6342	0	45.9961	6.0386	0
LDG	42.8	2.5	11	45.9	6.1	2
Rénass	42.80	2.60	6	46.01	6.10	2
OMP/SGC	42.79	2.54	8			
Sismalp	42.73	2.56	17	45.9427	6.0950	3.4
	Magnitudes					
Organisme	m_b	M_L		m_b	M_L	M_L
ISC	4.6 (42)			4.3 (16)		4.5 (4)
NEIC	4.7 (49)			4.5 (13)		4.5 (1)
IDC	4.5 (20)	4.9 (8)		4.2 (7)	4.5 (5)	3.8 (4)
LDG		5.6 (3)			5.3 (31)	
Rénass		5.6			5.2	
IGN		5.0			4.3	
SED					5.1	
OMP/SGC		5.2 (2)				
Sismalp		5.1 (7)			4.7 (3)	

Table n°1 : Localisations et magnitudes des séismes de Saint-Paul-de-Fenouillet et d'Épagny. En haut les paramètres de référence d'après Rigo et al. (1997) et Thouvenot *et al.* (1998). Au milieu les localisations calculées par différents organismes. En bas les magnitudes calculées par différents organismes, avec, entre parenthèses, le nombre de stations utilisées pour le calcul. ISC = International Seismological Centre, Thatcham, Royaume-Uni ; NEIC = USGS National Earthquake Information Center, Denver, États-Unis ; IDC = International Data Centre, Arlington, États-Unis ; LDG = Laboratoire de détection et de géophysique, Bruyères-le-Châtel, France ; Rénass = Réseau national de surveillance sismique, Strasbourg, France ; SGC = Servei Geològic de l'Institut Cartogràfic de Catalunya, Barcelone, Espagne ; OMP = Observatoire Midi-Pyrénées, Toulouse, France ; IGN = Instituto Geográfico Nacional, Madrid, Espagne ; SED = Schweizerischer Erdbebendienst, Zürich, Suisse ; Sismalp = Réseau Sismalp, Observatoire de Grenoble, France.

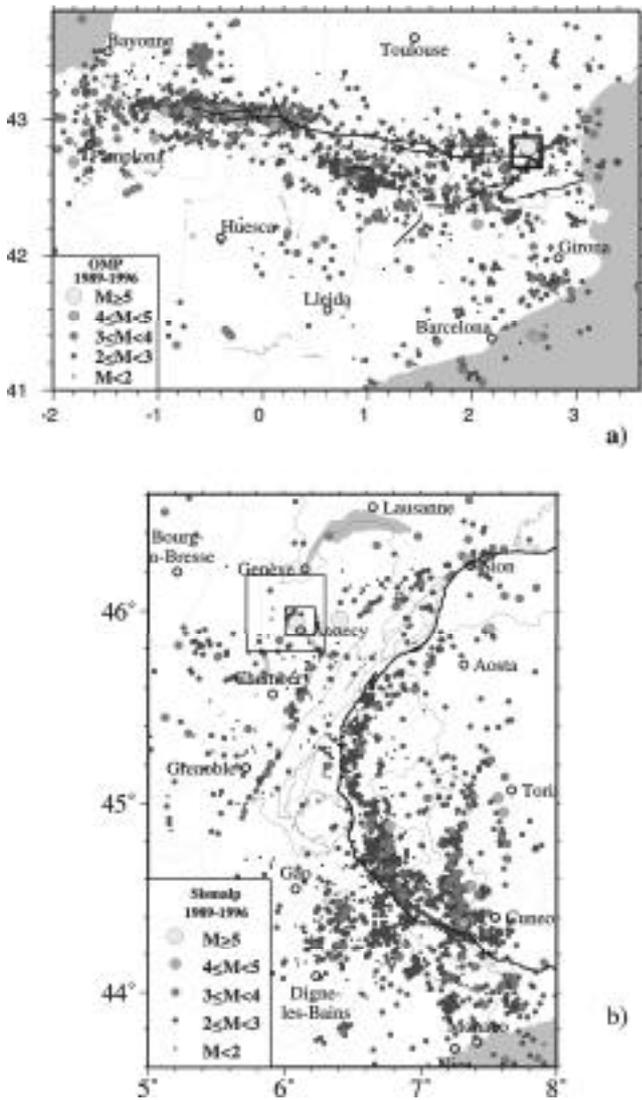


Fig. n°1 : Cartes de la sismicité des Pyrénées et des Alpes entre 1989 et 1996. (a) Localisations obtenues à partir des données des différents réseaux sismologiques pyrénéens. Tiré de Souriau et Pauchet (1998). L'encadré à l'est de la chaîne correspond à la zone du séisme de Saint-Paul-de-Fenouillet (18 février 1996) et aux Figures n°4, 5 et 6. (b) Localisations issues du réseau Sismalp de l'Observatoire de Grenoble. L'encadré au nord de la chaîne correspond à la zone du séisme d'Épagny (15 juillet 1996) et aux Figures n°7 et 8.

faible) selon le zonage sismique en vigueur (Despeyroux et Godefroy, 1986). La sismicité historique présente aussi certaines ressemblances, puisqu'il faut remonter à 1838 et 1920-1922 à Saint-Paul-de-Fenouillet et à 1839 et 1936 à Épagny pour retrouver des séismes ayant provoqué des dégâts au même endroit ou à proximité.

Cependant, les études détaillées réalisées sur les deux séismes principaux et leurs répliques ont fait apparaître des dissemblances. Nous allons présenter dans les deux paragraphes suivants les principaux résultats scientifiques obtenus.

2. LE SÉISME DE SAINT-PAUL-DE-FENOUILLET

Il s'est produit à 1h45 min 45 s UTC le 18 février 1996 à proximité de la bourgade de Saint-Paul-de-Fenouillet dans le département des Pyrénées-Orientales (Figure n°4). Il a été ressenti dans tout le Sud-Ouest de la France et le Nord-Est de l'Espagne (Catalogne), avec une intensité maximale à l'épicentre égale à VI-VII MSK (Figure n°2a) selon le Bureau central sismologique fran-

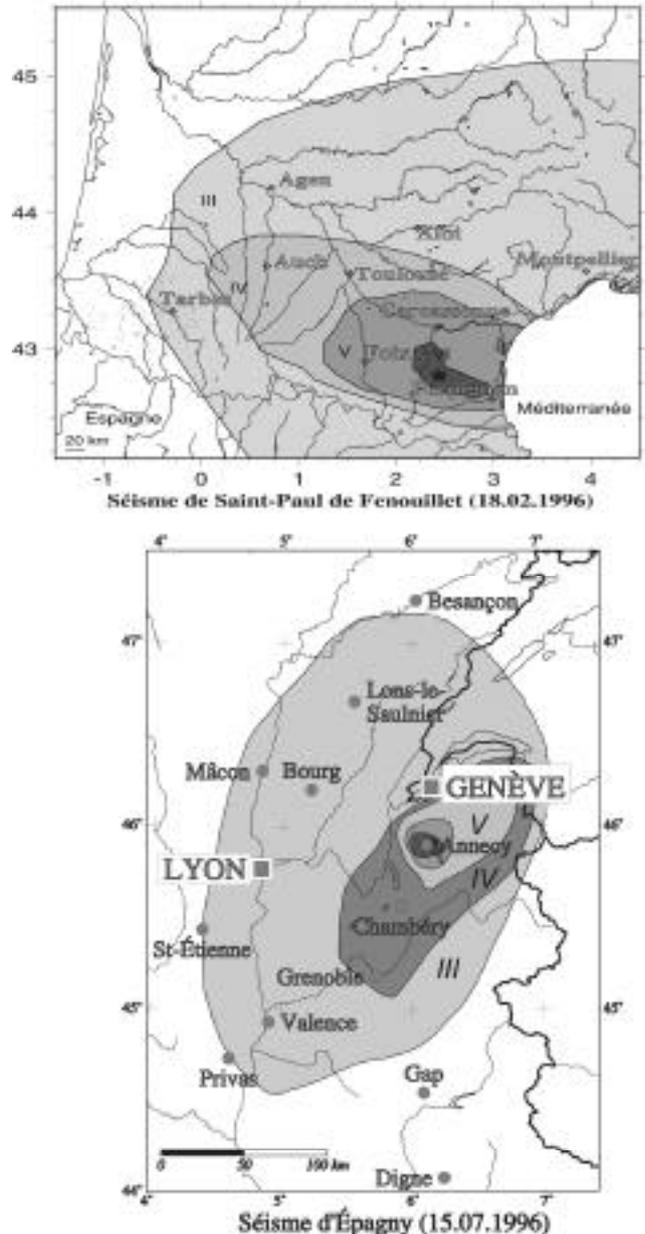


Fig. n°2 : Cartes des intensités macrosismiques (échelle MSK) des séismes de Saint-Paul-de-Fenouillet et d'Épagny. L'intensité maximale à Saint-Paul-de-Fenouillet est de VI-VII et à Épagny de VII-VIII. Ces cartes ont été établies d'après le Bureau central sismologique français à Strasbourg (Annuaire du BCSF, 1998).

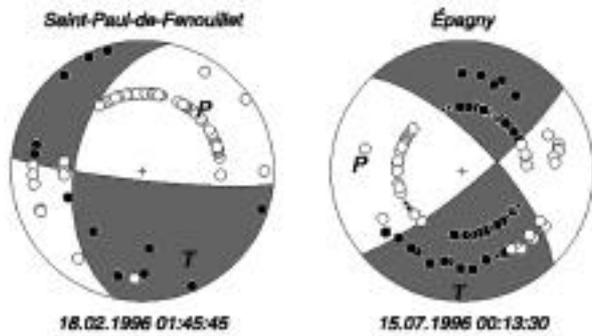


Fig. n°3 : Mécanismes au foyer des séismes de Saint-Paul-de-Fenouillet et d'Épagny. Les ronds noirs correspondent à des premiers mouvements de l'onde P en compression, les ronds blancs à des dilatations (les symboles plus petits indiquent des lectures moins sûres). La position des axes P et T est indiquée.

çais (Annuaire du BCSF, 1998). La magnitude locale varie de 4,9 à 5,6 selon les estimations de plusieurs organismes régionaux (Table n°1). Une magnitude m_b de 4,5 à 4,7 a été déterminée par les trois principaux organismes mondiaux. Nous avons gardé l'estimation de magnitude locale $M_L = 5,2$ qui correspond aux estimations faites à l'OMP (Observatoire Midi-Pyrénées, Toulouse), ainsi qu'à la moyenne des valeurs obtenues par les différents organismes. Ce séisme n'a donné lieu à aucune rupture de surface. Il a été accompagné de manifestations hydrogéologiques, en particulier un bouillonnement gazeux dans la rivière de l'Agly à 1,5 km du centre de la ville, qui aurait commencé 15 jours avant le séisme et s'est arrêté 5 jours après (Rigo et al., 1997). Des observations similaires avaient été faites lors de séismes précédents (Mengel, 1921). D'autre part, un signal géochimique précurseur a été mis en évidence dans les eaux minérales d'Alet-les-Bains situé à 30 km au nord de Saint-Paul-de-Fenouillet (Toutain et al., 1997 ; Poitrasson et al., 1998).

Le séisme a été localisé à $42^\circ 47,8' N, 2^\circ 32,3' E$ et 7,7 km de profondeur (Table n°1) avec une incertitude de 2,5 km sur la position hypocentrale (Rigo et al., 1997). Cette localisation a été obtenue en utilisant les 20 stations (sur les 114 l'ayant enregistré) dont la distance épiscopentrale était inférieure à 120 km, c'est-à-dire ayant pour première arrivée l'onde P_g directe et non l'onde P_n réfractée sous le Moho. L'épicentre se situe donc dans la Zone Nord Pyrénéenne, dans le massif granitique hercynien de l'Agly, à 8 km au nord de la Faille Nord Pyrénéenne, considérée comme l'accident tectonique majeur des Pyrénées (voir Choukroune [1992] pour une revue sur la tectonique pyrénéenne). Ce massif est encadré par deux synclinaux mésozoïques : le synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet au nord et le synclinal de Boucheville au sud. Il est situé dans une région à faible sismicité instrumentale (Souriau et Pauchet, 1998). Le mécanisme au foyer a été déterminé à partir des sens de premier mouvement de 84 ondes P. C'est un décroche-

ment sénestre avec une petite composante normale (Figure n°3), si l'on choisit le plan nodal E-W subvertical comme plan de rupture, ce que suggère la direction générale E-W des structures géologiques dans cette zone (Rigo et al., 1997).

Seule l'analyse fine des répliques a permis de caractériser la faille responsable de ce séisme (Pauchet et al., 1998 ; Pauchet, 1998). Un réseau temporaire de 20 stations, totalement opérationnel 30 heures après le choc principal, a enregistré environ 1 200 séismes entre le 19 et le 23 février 1996 (Figure n°4). L'analyse de cette sismicité a abouti à la localisation de 336 événements avec

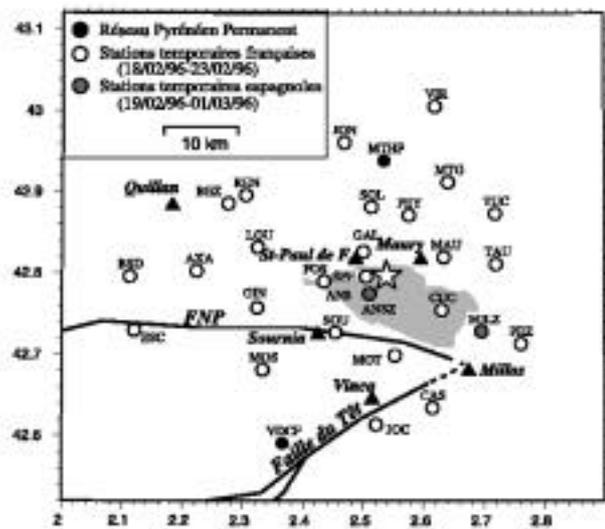


Fig. n°4 : Carte du réseau temporaire installé dans la région épiscopentrale du séisme de Saint-Paul-de-Fenouillet (étoile). FNP : Faille Nord Pyrénéenne.

une incertitude inférieure à 1 km, et à la détermination de 39 mécanismes au foyer à l'aide des premiers mouvements des ondes P. La distribution des répliques couvre une zone de 7 km par 5 km (Figure n°5a) et est comprise entre 4 et 11 km de profondeur (Figure n°5b). La principale faille impliquée, reportée sur les cartes géologiques sous le nom de faille de Saint-Arnacq, n'avait jamais été considérée comme pouvant être active. La rupture d'un autre segment de faille orienté approximativement E-W (Figure n°5a), également reporté sur les cartes géologiques, est suggérée par la distribution géographique des répliques. Cette rupture pourrait être à l'origine d'une réplique de magnitude $M_L = 4,0$ survenue une heure après le choc principal. La distribution générale des répliques confirme que le plan de rupture correspond bien au plan nodal E-W du mécanisme au foyer du choc principal.

Les mécanismes au foyer des répliques montrent une grande diversité, avec des mécanismes en faille normale, aussi bien N-S qu'E-W, ayant une composante décro-

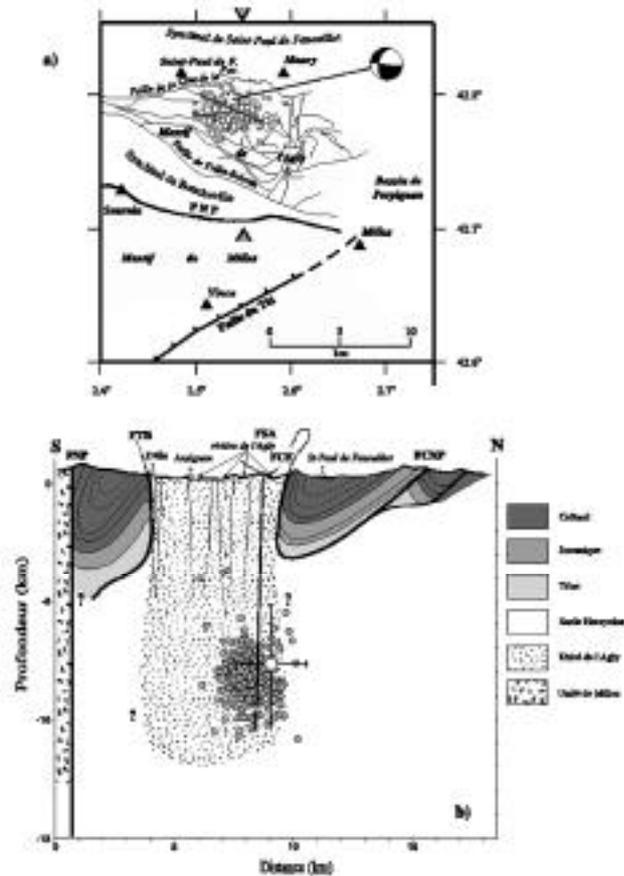


Fig. n°5 : (a) Carte épacentrale des 336 répliques les mieux localisées ($\pm 1,0$ km) avec le mécanisme au foyer du choc principal. Les deux triangles grisés localisent la coupe 5b. Les trois segments en gris dans l'essai des répliques représentent les failles supposées être responsables de la crise. (b) Coupe S-N interprétative de la crise de Saint-Paul-de-Fenouillet avec projection de toutes les répliques et du choc principal avec ses barres d'erreurs de localisation. FNP : Faille Nord Pyrénéenne ; FTB : Faille de Trilla-Belesta ; FSA : Faille de San-l'Arnacq ; FCF : Faille de la Clue de la Fou ; FCNP : Front Chevauchant Nord Pyrénéen.

chante plus ou moins importante, des mécanismes en faille inverse et des mécanismes décrochants (Figure n°6). Cependant, une analyse statistique des axes de compression P et de dilatation T montre une bonne cohérence des axes T qui sont E-W et subhorizontaux, alors que les axes P sont beaucoup plus dispersés (Pauchet *et al.*, 1998). Sur la Figure n°6, nous montrons une modélisation de la variation de la contrainte de Coulomb consécutive au choc principal (Pauchet *et al.*, 1998). Nous prenons une géométrie de faille correspondant à la cartographie de la Figure n°5a. Sur le segment E-W situé à l'ouest du point triple, attribué à la principale réplique, on considère un glissement sénestre de 1 cm, alors que sur les deux autres segments, qui correspondent à la faille de Saint-Arnacq, on considère un glissement sénestre de 8 cm, en accord avec une magnitude de 5,2. En effet, les lois d'échelle permettent de mettre directement en relation la magnitude d'un séisme avec la surfa-

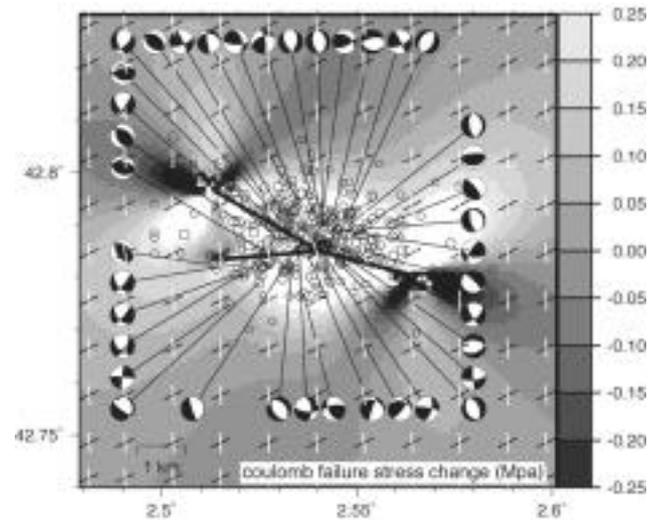


Fig. n°6 : Variation de la contrainte de Coulomb à 7,5 km de profondeur consécutive au séisme du 18 février 1996 (d'après Pauchet *et al.*, 1998). La contrainte régionale horizontale est $N30^{\circ}E \pm 10^{\circ}$ et de 3 MPa. Le coefficient de friction effectif μ' est de 0,4. Sont représentés les plans préférentiels de rupture dextres (blanc) et sénestres (noir), les épacentres des répliques et leurs mécanismes au foyer. Le modèle comporte trois dislocations de 5 km de large et de 2, 2,5 et 2 km de long avec un glissement sénestre de 8, 8 et 1 cm respectivement pour un moment sismique total de $5,4 \cdot 10^{16}$ N.m.

ce du plan de rupture et le glissement moyen cosismique sur ce plan. Ainsi, les deux segments représentant le plan de rupture principal correspondent à une longueur totale de 4,5 km pour une largeur de 5 km. Nous représentons également les plans préférentiels de rupture dextres et sénestres à mettre en comparaison avec les mécanismes au foyer des répliques (Figure n°6).

Dans ce type de modèle, il est nécessaire de tenir compte du champ de contrainte régional. Or ce champ est mal connu, aussi bien en direction qu'en intensité. Le mécanisme du choc principal nous indique un axe de compression subhorizontal orienté $N45^{\circ}E$ et un axe de dilatation subhorizontal orienté $N135^{\circ}E$. Cependant, ces axes ne permettent pas de connaître la contrainte régionale, car ils dépendent aussi de l'orientation de la faille impliquée dans la rupture. Compte tenu de cette orientation, approximativement E-W, on déduit que la contrainte régionale doit impliquer une compression horizontale orientée entre $N0^{\circ}$ et $N90^{\circ}$.

Lors de la modélisation, nous avons considéré une contrainte régionale horizontale maximale de 3 MPa ou 10 MPa, et d'orientations pouvant prendre toutes les valeurs possibles entre $N0^{\circ}$ et $N90^{\circ}E$. La valeur de la contrainte et l'orientation retenues sont celles qui permettent d'expliquer au mieux la distribution des répliques, ainsi que la variabilité de leurs mécanismes au foyer, qui traduit la variabilité en direction des plans de rupture préférentiels. Nous obtenons ainsi un modèle où la distribution de la sismicité est contenue à 95 % dans une enveloppe où la contrainte de Coulomb augmente de

plus de 0,2 MPa avec une direction de la contrainte régionale horizontale maximale à $N30^{\circ}E \pm 10^{\circ}$ et une valeur de 3 MPa. Une modélisation avec une valeur de 10 MPa montre des différences qui ne sont pas significatives sur la forme des lobes, mais la direction des plans préférentiels de rupture varie peu. Cependant, aucune des modélisations ne parvient à rendre compte de manière satisfaisante de la variabilité des mécanismes des répliques. Cette diversité peut être expliquée par le fait que le massif de l'Agly, qui a une histoire ancienne (depuis l'hercynien), constitue un milieu très fracturé, ce que montrent bien les cartes géologiques. Des glissements sur ces fractures préexistantes peuvent être déclenchés par des sollicitations brutales telles qu'un séisme et donner des répliques aux mécanismes très variés. De même, des migrations de fluides à l'intérieur du massif granitique consécutives au choc principal pourraient expliquer cette diversité de mécanismes (pour plus de détails se reporter à Pauchet, 1998).

Le travail réalisé sur la crise sismique de Saint-Paul-de-Fenouillet a permis de mettre en évidence d'une part que ce séisme s'est produit sur une faille mineure des Pyrénées dans le massif de l'Agly, et non pas, comme on aurait pu s'y attendre, sur la Faille Nord Pyrénéenne, d'autre part que le mécanisme au foyer de ce séisme est principalement un décrochement sénestre avec un axe de compression NE-SW. Cet axe de compression est le même que celui obtenu pour un séisme de 1981 situé 50 km à l'ouest de Saint-Paul-de-Fenouillet. Cependant, dans l'ouest de la chaîne, l'axe de compression régionale est NW-SE donnant des mécanismes décrochants dextres d'après l'analyse de la crise sismique d'Arudy de 1980 (Gagnepain-Beyneix et al., 1982 ; Gagnepain-Beyneix, 1985) et d'une campagne de microsismicité dans la région d'Arette (Gagnepain-Beyneix, 1987). Enfin, une étude interférométrique du séisme de Saint-Paul-de-Fenouillet (Rigo et Massonnet, 1998) confirme la position, la géométrie de la faille et le mécanisme de ce séisme. Par ailleurs, elle précise qu'en plus d'un mouvement cosismique sénestre, il y a forcément un mouvement cosismique vertical de type normal, composante de la rupture qui n'avait pu être contrainte par l'analyse des répliques.

3. LE SÉISME D'ÉPAGNY

Le séisme d'Épagny a eu lieu à 0 h 13 min 30 s UTC le 15 juillet 1996 à 4 km au nord-ouest de la ville d'Annecy (Haute-Savoie), dans les Alpes du Nord, avec une magnitude allant selon les estimations de $m_b = 4,2$ à 4,5 et $M_L = 4,3$ à 5,3 (**Table n°1**). C'est le plus fort séisme dans les Alpes françaises depuis celui de Corrençon en 1962, et l'un des plus destructeurs en France depuis plusieurs décennies. Son intensité épicentrale a atteint la valeur VII-VIII MSK (**Figure n°2b**), notamment dans les communes d'Épagny et de Metz-

Tessy, les plus proches de l'épicentre, mais aussi à Poisy, Meythet et Annecy (Thouvenot et al., 1998 ; Annuaire du BCSF, 1998). On ne déplore heureusement qu'un blessé léger (coupures dues à des éclats de verre selon le Dauphiné Libéré du 16 juillet 1996). Les dégâts ont pu être estimés à un montant situé entre 350 et 400 millions de francs. Un certain nombre d'immeubles ont subi des dégâts structurels importants ayant parfois entraîné l'interdiction d'accès pour plusieurs mois (Mission AFPS, 1996b). Un autre aspect spectaculaire a été la chute de centaines de cheminées, ainsi que celle de certains éléments de décoration. Le séisme s'étant produit la nuit, à 2h13 heure locale, on n'a fort heureusement pas eu à déplorer de victimes de ces chutes d'objets, ce qui n'au-

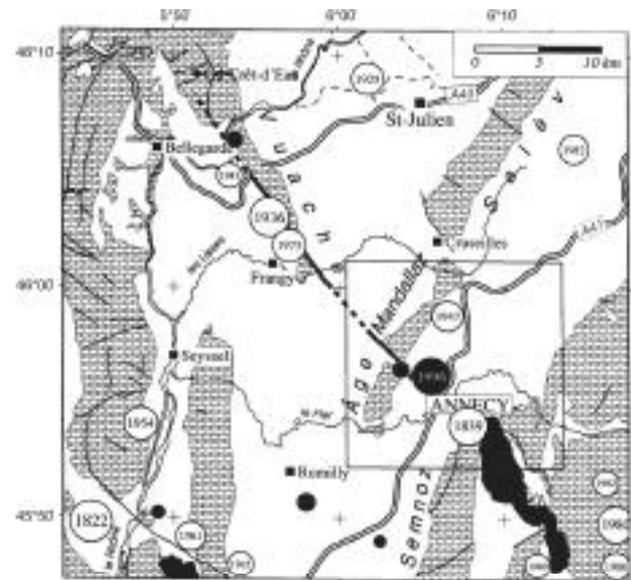


Fig. n°7 : Carte sismotectonique de la zone de la faille du Vuache. Les séismes sont représentés avec un cercle proportionnel à la magnitude avec indication de l'année. Cercles non remplis : principaux séismes historiques (avant 1989). Cercles remplis en noir : séismes récents (depuis 1989) de magnitude supérieure à 2. Le rectangle correspond au cadre de la Figure n°8. La texture de briques représente les massifs calcaires mésozoïques (Jura à l'ouest, massifs subalpins à l'est).

rait sans doute pas été le cas si le séisme avait eu lieu durant la journée. La faible profondeur du séisme et les effets de site dus à une épaisse couche de sédiments quaternaires (Thouvenot et al., 1998) expliquent en partie l'importance et la répartition des dégâts.

Ce séisme s'est produit à l'intérieur du réseau Sismalp de l'Observatoire de Grenoble (réseau de surveillance sismologique des Alpes et du Sud-Est). Les données de ce réseau et celles des réseaux voisins français (Rénass, LDG), suisse (SED) et italien (IGG) ont été utilisées pour localiser ce séisme et déterminer son mécanisme au foyer. Dans un rayon de 150 km on dispose de 33 enregistrements qui ont été utilisés pour la localisation. L'épicentre se trouve dans la commune d'Épagny, par $45^{\circ} 56,3'N$ et $6^{\circ} 05,3'E$. Le meilleur ajustement aux

données est obtenu pour une profondeur focale nulle ; cependant, comme presque aucune trace de rupture n'a pu être décelée en surface (voir plus loin), la profondeur focale a finalement été fixée à 2 km : cette valeur n'accroît pas trop l'écart-type sur les résidus tout en rendant plausible le fait que l'essentiel de la rupture est resté masqué en profondeur. L'incertitude horizontale est estimée à 0,7 km (Thouvenot et al., 1998). En ce qui concerne la magnitude, nous l'estimons à $M_L = 4,9$, valeur obtenue en faisant la moyenne des mesures des différents organismes (**Table n°1**).

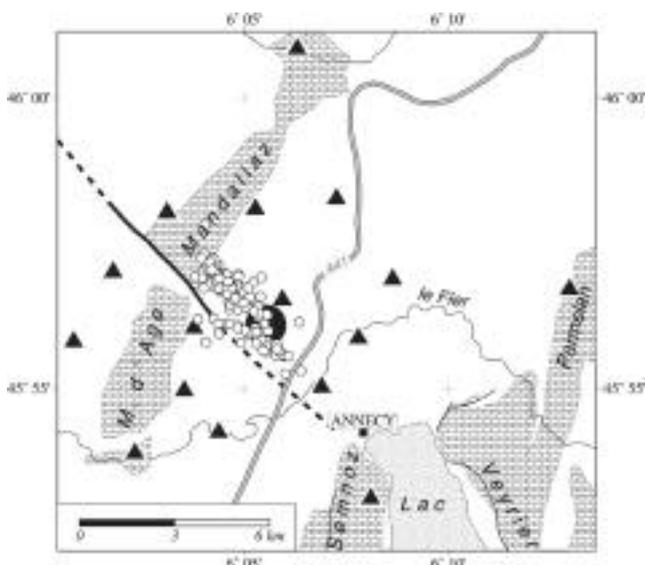


Fig. n°8 : Carte du réseau temporaire et des 174 répliques du séisme d'Épagny les mieux localisées ($\pm 0,3$ km). Le choc principal est indiqué par un gros rond noir. La faille du Vuache est indiquée en trait gras. Texture de briques comme dans la Figure n°7.

Le mécanisme au foyer (**Figure n°3**) calculé avec 130 lectures de premier mouvement est très bien contraint ; il indique un coulissage sénestre sur un plan orienté $N136^\circ E$ plongeant à 70° vers le NE, avec une très légère composante extensive. Ce mécanisme ainsi que la faible profondeur du foyer permettent d'identifier sans ambiguïté la faille sismique avec une faille connue par les géologues depuis plus d'un siècle, la faille du Vuache (Schardt, 1891). Cette faille a une longueur reconnue d'environ 25 km entre la montagne du Vuache au NW et la montagne d'Age au SE (**Figure n°7**) ; elle s'étend probablement jusqu'au Grand-Crêt-d'Eau dans le Jura, et jusqu'au massif du Semnoz, reliant ainsi sur 35 km le Jura aux massifs subalpins. Le coulissage sénestre confirme les résultats de Fréchet (1978) obtenus pour deux petits séismes ayant eu lieu en 1975 sur la faille du Vuache à une dizaine de kilomètres au nord-ouest d'Épagny. Quant à la direction de compression maximale E-W, elle est conforme à ce qui est généralement observé au nord des Alpes (Fréchet, 1978 ; Sambeth, 1984 ; Ménard, 1988 ; Nicolas et al., 1990 ; Fréchet et al., 1996).

Bien que le séisme soit très superficiel, la rupture ne semble pas avoir atteint la surface. Cependant quelques

fissures d'orientation $N140^\circ E$ parallèle à la faille, observées sur et au voisinage des pistes de l'aéroport d'Annecy-Meythet, pourraient être l'indice que la rupture ait approché la surface en ce point. De même, à l'autre extrémité de la rupture (selon les répliques, étudiées aux paragraphes suivants), à Chaumontet, on a observé des déplacements sénestres de quelques millimètres sur des fissures orientées E-W, mais leur association directe avec la rupture sur la faille est sujette à caution. Nous avons enfin observé des changements dans le régime de deux sources à proximité de la zone épiscopale, l'une s'étant tarie provisoirement, l'autre ayant au contraire subi une augmentation importante de débit (source thermominérale de Bromines).

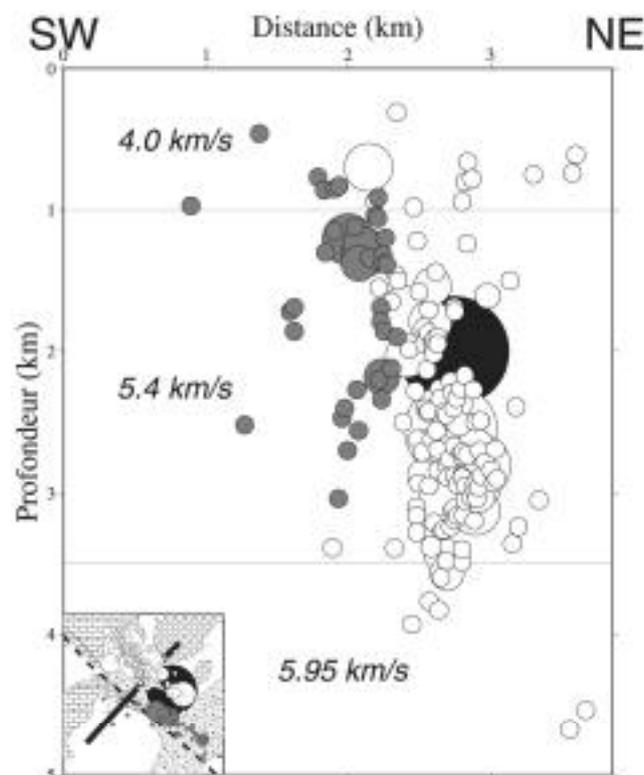


Fig. n°9 : Coupe NE-SW des répliques d'Épagny, avec indication du modèle de vitesse utilisé. Les deux types de symboles correspondent aux deux essaims identifiés en carte, représentés dans le cartouche. Le choc principal est indiqué par un gros rond noir. Les profondeurs sont relatives au niveau de la mer. Textures dans la cartouche : briques = chaînes calcaires des Montagnes d'Age et de la Mandallaz, gros ronds = molasse miocène, petits points = dépôts lacustres argileux (plaine d'Épagny), tirets = dépôts lacustres et marais récents.

Dès le 15 juillet, un réseau temporaire d'une dizaine de stations sismologiques une composante (TAD Sismo 1) a été installé par le LGIT dans un rayon de 4 km autour de l'épicentre (**Figure n°8**). Le lendemain, deux nouvelles stations de ce type, ainsi que quatre stations trois composantes (Leas Sismalp 3), ont été installées dans un rayon de 10 km. Toutes ces stations sont numériques ; elles étaient équipées de capteurs verticaux de fréquence propre 2 Hz et d'horloges synchronisées par récepteur

GPS garantissant une précision de la milliseconde. Ce réseau de 16 stations a fonctionné pendant quinze jours jusqu'au 29 juillet ; il a alors été remplacé par un réseau, plus léger, de six stations une composante qui a fonctionné pendant deux mois jusqu'à la fin du mois de septembre. Une station reliée au réseau téléphonique a enfin été installée en février 1997 à l'extrémité nord-ouest de la zone des répliques et est toujours en fonction en février 1999.

Plusieurs centaines de répliques ont été enregistrées par le réseau dense, dont 400 environ ont pu être localisées. Nous avons sélectionné les 174 meilleures localisations (**Figure n°8**), dont les incertitudes estimées sont inférieures à 0,3 km horizontalement et à 0,5 km verticalement. La répartition des répliques qui s'alignent sur un plan subvertical de direction NW-SE sous la plaine d'Épagny confirme sans ambiguïté l'identification du plan de faille. Si l'on assimile la zone des répliques à celle de la rupture lors du séisme principal, la rupture aurait donc affecté une zone d'environ 4,5 km de longueur, sur une profondeur allant de 1 à 4,5 km sous la surface (la plaine d'Épagny est située à une altitude moyenne de 450 m). Dans le détail, la répartition des répliques en deux essaims, visibles en carte comme en coupe, suggère l'existence de deux plans de faille distincts (**Figure n°9**). L'essaim NW est le plus actif ; l'épicentre du choc principal est localisé à son extrémité SE. L'essaim SE est décalé de 500 à 800 m par rapport à l'essaim NW. Le pendage moyen de ces essaims se situe entre 70° et 75° vers le NE, en accord avec le pendage de 70° déduit du mécanisme au foyer du choc principal.

Une soixantaine de mécanismes au foyer ont pu être calculés pour les répliques. La grande majorité d'entre eux sont des mécanismes de coulissage sénestre en accord avec le mécanisme du choc principal. Quelques répliques situées au nord-ouest des deux essaims correspondent à un faillage normal avec un axe T orienté N-S. Quelques autres, au SE, ont une composante de chevauchement avec un axe P orienté E-W (Thouvenot et al., 1998).

4. COMPARAISON, CONTEXTE SISMOTECTONIQUE

On a pu, lors de ces deux séismes, préciser les failles qui ont joué, estimer la surface de rupture et déterminer le type de mouvement avec précision. Trois autres séismes ont déjà fait l'objet d'études à l'aide de réseaux temporaires dans les Alpes et les Pyrénées. Lors du séisme d'Arudy (29 février 1980, $m_b = 5,1$ ISC, $M_L = 5,0$ LDG), un réseau d'une vingtaine de stations a permis de localiser environ 150 répliques pendant une semaine de fonctionnement (Gagnepain-Beyneix et al., 1982) avec une incertitude inférieure au kilomètre, et de calculer une cinquantaine de mécanismes au foyer. Les résultats font apparaître une zone verticale, orientée E-W, de dimen-

sions 7x3 km, et de profondeur située entre 2 et 7 km, avec un système complexe de mécanismes de coulissage et de failles normales. Le séisme de la vallée de la Bléone en 1984, près de Digne dans les Alpes du sud (19 juin 1984, $M_L = 4,1$ LDG), a fait l'objet d'une étude à l'aide d'un réseau de 7 stations pendant une semaine (Fréchet, 1984) ; six répliques ont pu être localisées, sur un total d'une vingtaine. Plus récemment, le séisme du Grand-Bornand (15 décembre 1994, $m_b = 4,4$ ISC, $M_L = 5,1$ LDG) a été étudié par un réseau mobile d'une trentaine de stations pendant quinze jours (Fréchet *et al.*, 1996). Ce séisme n'a pas permis de définir avec précision le plan de faille car il a engendré un nombre très faible de répliques ; seules 13 répliques, de très faible magnitude (-0,3 à +0,9), ont pu être localisées, à des profondeurs entre 8 et 11 km pour les 9 principales. L'amélioration des réseaux sismologiques mobiles et permanents a permis en 1996 l'obtention de résultats nettement meilleurs. Lors des deux séismes de 1996, le grand nombre de répliques a permis enfin d'identifier les zones de rupture. La longueur de rupture a atteint 4,5 km dans les deux cas, pour une profondeur située entre 5 et 11 km à Saint-Paul-de-Fenouillet contre 1 à 4,5 km à Épagny. La taille de la source légèrement plus petite à Épagny est en accord avec la différence de magnitude de 0,3 environ mesurée pour les deux séismes (**Table n°1**). La différence de dégâts observés est certainement liée à la différence de profondeur des deux séismes, mais aussi aux effets de sites. Bien que nous n'ayons pas de mesure de ce type pour Saint-Paul-de-Fenouillet contrairement à Épagny (Thouvenot et al., 1998), l'observation de la géologie de surface montre que la plaine d'Épagny, avec sa couche alluvionnaire d'épaisseur mal connue (quelques dizaines à quelques centaines de mètres), est bien plus propice à des amplifications locales que le massif de l'Agly et les deux synclinaux qui le bordent. En outre, l'habitat est plus dense dans la zone épiscopale du séisme d'Épagny (2 100 habitants), qui correspond à une zone en voie d'urbanisation au voisinage de la ville d'Annecy (50 000 habitants), qu'à Saint-Paul-de-Fenouillet (2 200 habitants) où il s'agit d'un habitat nettement plus rural, avec de vastes zones inhabitées.

Bien que ces séismes correspondent tous deux à un même type de mécanisme, un décrochement sénestre, ils se sont produits dans un contexte sismotectonique bien différent. Selon les conclusions de Pauchet et al. (1998), le séisme de Saint-Paul-de-Fenouillet aurait eu lieu sur la faille de Saint-Arnacq, une faille de longueur inférieure à 15 km associée à un système complexe de failles dans le massif granitique hercynien de l'Agly, failles qui s'étendraient de la surface jusqu'à plus de 11 km de profondeur. En revanche, pour Épagny, et selon Thouvenot et al. (1998), il s'agirait de la faille du Vuache, une faille de géométrie plus simple, de plus de 30 km de longueur, mais qui n'affecterait que la couverture calcaire mésozoïque sur une épaisseur de 4 km environ ; le concept

d'une telle faille d'échelle décakilométrique, pour surprenant qu'il soit, est cependant compatible avec un modèle tectonique de décollement avec rampe latérale (schéma désormais classique dans les domaines alpin et jurassien) ; les répliques observées n'apportent en tout cas aucune preuve d'une quelconque réactivation du socle.

Si le rôle des effets de site est maintenant largement documenté, les séismes de 1996 nous rappellent par ailleurs le rôle prééminent joué par la source. La profondeur a certainement contribué à diminuer l'intensité pour le séisme de Saint-Paul-de-Fenouillet ; mais on pourrait aussi invoquer la complexité de la source pour ce séisme, telle qu'elle apparaît dans l'étude de Pauchet et al. (1998) qui suppose l'existence de trois segments de faille. Quant à Épagny, si la faille n'affecte que la couverture mésozoïque, en venant buter sur le socle, on pourrait envisager que ceci puisse affecter la dynamique de la rupture ainsi que le champ d'ondes sismiques engendré.

Les deux séismes étudiés ici ont eu lieu sur des failles dont on ne soupçonnait pas réellement l'importance sur le plan du risque sismique, en tout cas en ce qui concerne Saint-Paul-de-Fenouillet. Cependant, dans les deux cas, des séismes historiques ayant des caractéristiques assez voisines de ceux de 1996 avaient été observés. Dans le cas de Saint-Paul-de-Fenouillet, le séisme du 28 novembre 1920 ($I_{max} = VII$ MSK) et surtout celui du 23 septembre 1922 ($I_{max} = VI-VII$ MSK) présentent des caractéristiques très similaires à celui de 1996 en ce qui concerne les effets macrosismiques (Mengel, 1921 et 1923 ; Cadiot et al., 1979 ; Lambert et Levret-Albaret, 1996). On peut donc supposer qu'ils avaient déjà eu lieu sur les failles du massif de l'Agly. Il en est sans doute de même pour celui du 19 février 1838 ($I_{max} = V-VI$ MSK) (Cadiot et al., 1979 ; Lambert et Levret-Albaret, 1996). A Épagny-Anancy, le séisme du 11 août 1839 ($I_{max} = VII$ MSK) (Rothé, 1941 ; Cadiot et al., 1979 ; Lambert et Levret-Albaret, 1996 ; Thouvenot et al., 1998) semble avoir eu des effets remarquablement identiques à celui de 1996 (chutes de cheminées, zone macrosismique identique) ; il a donc très vraisemblablement eu lieu à l'extrémité SE de la faille du Vuache, celle qui a joué en 1996. Quelques séismes ont eu lieu sur le tronçon NW de la faille, le plus fort étant celui du 17 avril 1936 ($I_{max} = VII$ MSK) (Rothé, 1941 ; Cadiot et al., 1979 ; Lambert et Levret-Albaret, 1996). Amato (1983) avait émis l'hypothèse que la plupart des séismes historiques ressentis dans la partie occidentale de la Haute-Savoie étaient liés à l'activité de la faille du Vuache, ce dont nous doutons, car cela impliquerait dans la plupart des cas de sérieuses erreurs de localisation des épicentres historiques. Le travail de Sambeth et Pavoni (1988) sur la microsismicité du Bassin genevois attirait certes l'attention sur l'activité sismique potentielle de la faille du Vuache, mais sans en fournir de preuve irréfutable. Visiblement, la prise en

compte de la sismicité historique n'est pas encore satisfaisante en France, et il est urgent que les documents collectés par J.-P. Rothé, puis par l'équipe du programme Sirene du BRGM, soient rendus publics afin que la communauté scientifique puisse réinterpréter la sismicité passée en fonction des observations instrumentales ou tectoniques les plus récentes.

5. RÉPLIQUES ET SURVEILLANCE SISMIQUE

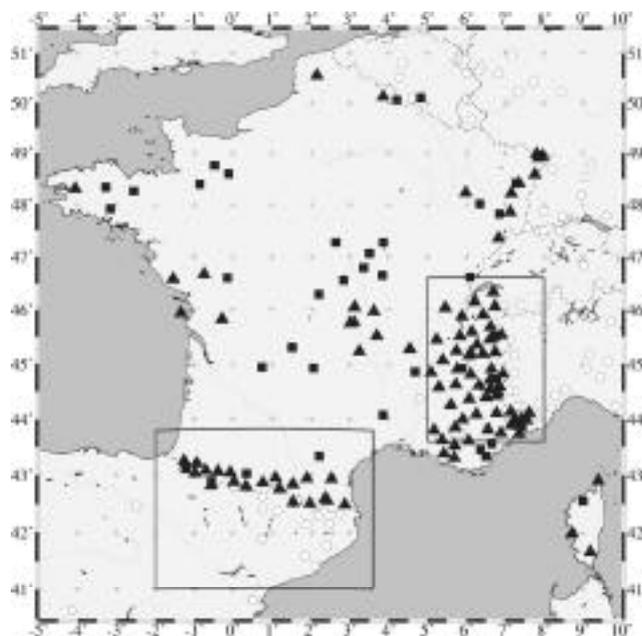


Fig. n°10 : Stations des différents réseaux de surveillance sismologique en France et dans les régions frontalières (1998). Triangles noirs : réseaux OMP, Rénass et Sismalp ; carrés noirs : réseau LDG ; ronds blancs : autres réseaux. Les rectangles correspondent aux cadres des Figures n°1a et 1b.

Les Alpes et les Pyrénées sont surveillées depuis quelques années par des réseaux sismiques denses. C'est un changement radical pour l'étude de la sismicité de ces régions (Figure n°10). En effet, bien que ces deux massifs aient hébergé probablement les deux premières stations sismologiques françaises, celle de Perpignan qui remonte à 1887 (Fines, 1887), et celle de Grenoble qui remonte à 1888 (Kilian, 1893), ils ne comportaient jusqu'en 1987, pour la partie française, que deux stations permanentes dans les Pyrénées et sept ou huit dans les Alpes, toutes de type analogique, sans compter les réseaux locaux de Lacq, d'Arette et des Alpes-Maritimes.

Dans les Alpes, c'est en 1988 qu'a commencé l'implantation du réseau Sismalp (Thouvenot, 1996). Une quarantaine de stations numériques à transmission téléphonique ont été installées, le réseau étant complet depuis 1994 (Figure n°10). Il s'agissait à l'origine de stations à une composante de type Sismalp1 (société Leas). Ces stations, malgré leur faible dynamique et une capacité d'enregistrement très limitée, ont permis d'éta-

blir la première carte de sismicité précise des Alpes (**Figure n°1b**). Depuis 1996, cette première génération est remplacée progressivement par une nouvelle station trois composantes beaucoup plus performante (modèles Sismalp3 ou Hathor3), qui inclut une base de temps très précise synchronisée par un récepteur GPS. Les capteurs sont tous de type courte période 1 Hz. Lors des séismes de Saint-Paul-de-Fenouillet et d'Épagny, seule une station Sismalp3 était installée (RSL) ; actuellement, leur nombre se monte à dix.

Dans les Pyrénées, un réseau local analogique de neuf stations existait dans la région d'Arette depuis 1978, mais la partie orientale de la chaîne ne comportait jusqu'en 1988 aucune station (Souriau et Pauchet, 1998). L'Observatoire Midi-Pyrénées (OMP) a installé à partir de 1989 une dizaine de stations de type Hadès une composante (société CEIS Espace) à transmission par satellite Meteosat, bientôt complétées par cinq stations identiques installées en Catalogne par le Service géologique de Catalogne (SGC). Depuis 1997, l'OMP installe progressivement des nouvelles stations plus performantes à trois composantes MiniTitan (société Agecodagis) (**Figure n°10**) pour réaliser un réseau d'environ 20 stations couvrant l'ensemble des Pyrénées françaises. Les capteurs sont les mêmes que ceux du réseau Sismalp (courte période 1 Hz).

Grâce à ces réseaux, des localisations précises (incertitude horizontale de 2,5 km pour Saint-Paul-de-Fenouillet et de 0,7 km pour Épagny) et des mécanismes au foyer fiables ont été déterminés pour les chocs principaux. La localisation obtenue en temps quasi-réel a permis d'implanter les réseaux temporaires de façon très précise en fonction de la position du choc principal : le réseau mobile de dix stations implanté à Épagny moins de dix-huit heures après le séisme avait un rayon de 4 km.

Les stations permanentes ont permis d'autre part l'enregistrement de quelques séismes précurseurs ainsi que de très nombreuses répliques. La **Figure 11** présente un histogramme des répliques de magnitude supérieure à 1 enregistrées par les réseaux permanents sur une durée de 1 000 jours après les deux chocs principaux de Saint-Paul-de-Fenouillet et d'Épagny. Ce suivi permet d'informer de façon objective les autorités et les populations locales qui continuent de ressentir des répliques plus de deux ans après le choc principal. Une station semi-permanente a été installée près d'Épagny, à Bromines ; elle continue d'enregistrer des micro-répliques deux ans et demi après le séisme d'Épagny (magnitudes proches de zéro, voire négatives). L'étude des répliques à l'aide des réseaux temporaires de courte durée a montré que leur répartition pouvait être interprétée soit comme des ruptures d'aspérités sur le plan de faille principal (Épagny), soit comme un réajustement sur des failles annexes guidé par la chute de contraintes liée au choc principal (Saint-Paul-de-Fenouillet). Pour le séisme d'Épagny, Courboulex

et al. (1998) suggèrent un système mixte, dans lequel l'essaim sud-est pourrait être lié aux aspérités de la rupture principale, alors que l'essaim nord-ouest constituerait un réajustement sur une faille annexe. Il apparaît souhaitable pour ce genre d'études que les réseaux mobiles puissent être installés le plus rapidement possible et soient mainte-

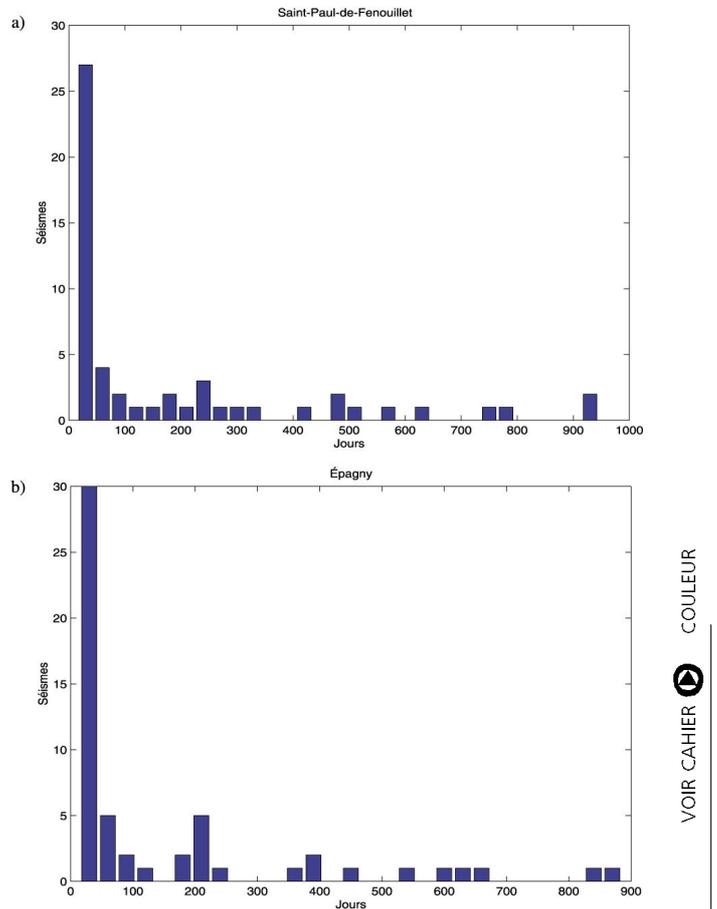


Fig. n°11 : Histogrammes du nombre de répliques enregistrées par les réseaux permanents.

nus, même en configuration réduite, pendant plusieurs mois, car le seuil de détection des réseaux permanents ne descend que difficilement en dessous de la magnitude 2. Quelques séismes que l'on pourrait qualifier de précurseurs ont été observés. En ce qui concerne Saint-Paul-de-Fenouillet, un précurseur a eu lieu le 9 février 1996 ($M_L = 2,5$). A Épagny, deux petits précurseurs ont eu lieu un an auparavant, les 2 et 21 août 1995 ($M_L = 2,4$ et $I_{max} = IV$ MSK pour le plus fort), localisés à proximité immédiate de l'épicentre de 1996.

Le Réseau national de surveillance sismique (Réness) et le Laboratoire de détection et de géophysique du Commissariat à l'énergie atomique (LDG) sont chargés de ce que l'on appelle " l'alerte sismique ", c'est-à-dire de la diffusion en urgence des paramètres des séismes forts. Cette diffusion s'adresse aux autorités de la sécurité civile, aux observatoires sismologiques et aux médias. Le LDG s'appuie sur son réseau national d'une quaran-

VOIR CAHIER COULEUR

taine de stations réparties plus ou moins uniformément sur le territoire, alors que le Rénass utilise environ 65 stations des réseaux régionaux universitaires concentrés dans les principales zones sismiques (dont le réseau Sismalp de l'Observatoire de Grenoble et le Réseau de surveillance sismique des Pyrénées de l'Observatoire Midi-Pyrénées à Toulouse). Lors du séisme de Saint-Paul-de-Fenouillet, le LDG a diffusé une information préliminaire par téléphone à la sécurité civile 30 min après le séisme (Mission AFPS, 1996a), puis une information définitive par télécopie ou courrier électronique environ 1 h 30 min après le séisme ; le Rénass pour sa part a diffusé une information définitive 1 h 15 min après le séisme. Pour le séisme d'Épagny, le Rénass a diffusé une information préliminaire au bout de 30 min (télécopies et courriers électroniques) et une localisation définitive au bout de 1 h 30 min environ ; le LDG a téléphoné une information préliminaire au bout de 30 min (Mission AFPS, 1996b), et a diffusé sa localisation définitive au bout de 4 h 45 min environ. En outre le Rénass a assuré une alerte automatique très préliminaire au bout de 7 min à destination des observatoires sismologiques (ceci permet une éventuelle collecte rapide des données et une mise en alerte des sismologues). Ces délais, bien que rapides, gagneraient à être encore améliorés. L'information rapide et précise est apparue fondamentale, aussi bien pour les autorités que pour le public. Il semble techniquement possible d'assurer une sorte de pré-alerte, quelques minutes après l'événement sismique, qui préciserait que l'événement est bien un séisme, en indiquant sa localisation approchée (département par exemple) et sa magnitude approximative. Ceci est une demande très forte des acteurs locaux (pompiers, médias, population). La localisation définitive devrait apporter le plus rapidement possible les paramètres exacts, et il serait souhaitable qu'elle inclue déjà quelques compléments d'information scientifique (répliques, etc.), comme cela est déjà un peu fait par le Rénass. Un point très important est l'estimation de la magnitude, qui semble surévaluée de 0,4 environ, tant par le LDG que par le Rénass (**Table n°1**) ; ceci peut conduire les acteurs locaux à des conclusions erronées. Une confusion est souvent apparue entre la magnitude M_L et la magnitude m_b amenant certains à comparer par exemple le séisme d'Iran du 28 février 1997, de magnitude $m_b = 5,5$ avec ceux de Saint-Paul-de-Fenouillet ($m_b = 4,7$) et d'Épagny ($m_b = 4,5$). Après cette phase d'alerte, les observatoires régionaux ont très vite joué un rôle de relais auprès des autorités et des populations régionales.

CONCLUSIONS

La présence de réseaux régionaux denses et l'implantation rapide de réseaux sismologiques mobiles ont permis une étude exhaustive des deux séismes destructeurs pyrénéen et alpin de 1996. Les failles responsables ont pu être identifiées, toutes les deux liées à un jeu de coulissage sénestre. La localisation précise de plusieurs centaines de répliques a mis en évidence une certaine complexité de la source, et une répartition des répliques liée en partie au réajustement des contraintes sur des failles annexes. Des études complémentaires de déformation, en particulier par géodésie GPS, se révèlent indispensables. Malgré leur taille somme toute modeste, ces deux séismes apportent, par leur étude, un éclairage nouveau sur la sismogenèse et sur l'étude du risque sismique. Les surprenants résultats de précurseurs géochimiques (Toutain *et al.*, 1997 ; Poitrasson *et al.*, 1998) incitent à rechercher des observations similaires dans d'autres contextes.

RÉFÉRENCES

- Amato, E., Étude de la sismicité historique de la faille du Vuache (Haute-Savoie, France), Dipl. Univ. Genève, 87 p., 1983.
- Annuaire du BCSF, Observations sismologiques - Sismicité de la France en 1993 - 1994 - 1995 - 1996, Bureau central sismologique français, 229 p., 1998.
- Cadiot, B., J. Delaunay et J. Vogt, Tableaux anthologiques de la sismicité de la France, dans Vogt (éd.), Les tremblements de terre en France, Mémoire du Bureau de recherches géologiques et minières, 96, 17-152, 1979.
- Choukroune, P., Tectonic evolution of the Pyrenees, Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 20, 143-158, 1992.
- Courboulex, F., N. Deichmann et J.-C. Gariel, Rupture complexity of a moderate earthquake in the Alps: the 1996 M5 Épagny-Annecy earthquake, Geophys. J. Int., soumis, 1998.
- Despeyroux, J. et P. Godefroy, Nouveau zonage sismique de la France - Délégation aux risques majeurs, La Documentation française, 147 p., 1986.
- Fines, J., Sur le tremblement de terre du 23 février, enregistré à l'observatoire de Perpignan, C. R. Acad. Sci., 104, 9, 606-607, 1887.
- Fréchet, J., Sismicité du Sud-Est de la France, et une nouvelle méthode de zonage sismique, Thèse 3^e cycle, Univ. Sci. Médic., Grenoble, 159 p., 1978.
- Fréchet, J., Le séisme de Digne, Rapport LGIT, Grenoble, 9 p., 1984.
- Fréchet, J., F. Thouvenot, L. Jenatton, P. Hoang-Trong et M. Frogneux, Le séisme du Grand-Bornand (Haute-savoie) du 14 décembre 1994 : un coulissage dextre dans le socle subalpin, C. R. Acad. Sc., 323, 517-524, 1996.
- Gagnepain-Beyneix, J., H. Haessler et T. Modiano, The Pyrenean earthquake of February 29, 1980: an example of complex faulting, Tectonophysics, 85, 273-290, 1982.

- Gagnepain-Beyneix, J., Variation of source parameters of small western Pyrenean earthquakes and their relation to main shock occurrence, *Ann. Geophys.*, 3, 381-394, 1985.
- Gagnepain-Beyneix, J., Étude expérimentale des tremblements de terre - Exemple de la région d'Arette (France), Thèse de Doctorat, Univ. Paris 6, Paris, 1987.
- Kilian, W., Sur une secousse séismique ressentie à Grenoble, le 8 avril, *C. R. Acad. Sci.*, 116, 18, 997-999, 1893.
- Lambert, J. et A. Levret-Albaret, Mille ans de séismes en France, Éditions du Bureau de recherches géologiques et minières, Nantes, 80 p., 1996.
- Mengel, O., Les tremblements de terre de novembre 1920 dans les Pyrénées, leur relation avec la Géotectonique, *Ann. Inst. Phys. Globe 1920.*, Strasbourg, 39-43, 1921.
- Mengel, O., Les tremblements de terre des Pyrénées-Orientales en 1922, *Ann. Inst. Phys. Globe 1922.*, Strasbourg, 59-64, 1923.
- Ménard, G., Structure et cinématique d'une chaîne de collision - Les Alpes occidentales et centrales, Thèse d'État, Univ. Sci. Médic., Grenoble, 268 p., 1988.
- Mission AFPS, Le séisme de St-Paul-de-Fenouillet (Pyrénées-Orientales, France) du 18 février 1996 - Rapport de mission, Association française du génie parasismique, 116 p., 1996a.
- Mission AFPS, Le séisme d'Épagny (Haute-Savoie, France) du 15 juillet 1996 - Rapport de mission, Association française du génie parasismique, 128 p., 1996b.
- Nicolas, M., J.-P. Santoire et P.-Y. Delpéch, Intraplate seismicity: new seismotectonic data in western Europe, *Tectonophysics*, 179, 27-53, 1990.
- Pauchet, H., A. Rigo, L. Rivera et A. Souriau, A detailed analysis of the February 1996 aftershock sequence in the eastern Pyrenees, France, *Geophys. J. Int.*, sous presse, 1998.
- Pauchet, H., Sismicité de la chaîne pyrénéenne : Image générale et analyse de la crise sismique de Saint-Paul de Fenouillet (février 1996) - Implications tectoniques, Thèse de Doctorat de 3^e cycle, Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 1998.
- Poitrasson, F., S. Dundas, J.-P. Toutain, M. Muñoz et A. Rigo, Lead isotopes constraints for preparation mechanisms of earthquakes, *Earth Planet. Sci. Lett.*, soumis, 1998.
- Rigo, A., H. Pauchet, A. Souriau, A. Grésillaud, M. Nicolas, C. Olivera et S. Figueras, The February 1996 earthquake sequence in the eastern Pyrenees: first results, *J. Seismol.*, 1, 3-14, 1997.
- Rigo, A. et D. Massonnet, Investigating the 1996 Pyrenean earthquake (France) with SAR Interferograms heavily distorted by atmosphere, *Geophys. Res. Lett.*, soumis, 1998.
- Rothé, J.-P., La sismicité des Alpes occidentales, *Ann. Inst. Phys. Globe. Strasbourg*, 3, 26-100, 1941.
- Sambeth, U., Seismotektonische Untersuchungen im Gebiet des Genfer Beckens, *Dipl. ETH, Zürich*, 111 p., 1984.
- Sambeth, U. et N. Pavoni, A seismotectonic investigation in the Geneva Basin, southern Jura mountains, *Eclogae Geol. Helv.*, 81, 433-440, 1988.
- Schardt, H., Études géologiques sur l'extrémité méridionale de la première chaîne du Jura (Chaîne du Reculet-Vuache), *Bull. Soc. Vaud. Sci. Nat.*, 27, 69-158, 1891.
- Souriau, A. et H. Pauchet, A new synthesis of Pyrenean seismicity and its tectonic implications, *Tectonophysics*, 290, 221-244, 1998.
- Thouvenot, F., Aspects géophysiques et structuraux des Alpes occidentales et de trois autres orogènes (Atlas, Pyrénées, Oural), Thèse d'État, Univ. J.-Fourier, Grenoble, 378 p., 1996.
- Thouvenot, F., J. Fréchet, P. Tapponnier, J.-C. Thomas, B. Le Brun, G. Ménard, R. Lacassin, L. Jenatton, J.-R. Grasso, O. Coutant, A. Paul et D. Hatzfeld, The M_L 5.3 Épagny (French Alps) earthquake of 1996 July 15: a long-awaited event on the Vuache Fault, *Geophys. J. Int.*, 135, 876-892, 1998.
- Toutain, J.-P., M. Muñoz, F. Poitrasson et A.-C. Liénard, Springwater chloride ion anomaly prior to a $M_L=5.2$ Pyrenean earthquake, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 149, 113-119, 1997.

DES IMAGES DU SYSTÈME LITHOSPHERE-ASTHÉNOPHÈRE SOUS LA FRANCE : L'APPORT DE LA TOMOGRAPHIE TÉLÉSEISMIQUE ET DE L'ANISOTROPIE SISMIQUE

IMAGES OF THE LITHOSPHERE-ASTHENOSPHERE SYSTEM BENEATH FRANCE: A CONTRIBUTION FROM TELESEISMIC TOMOGRAPHY AND SEISMIC ANISOTROPY

M. GRANET

EOST, Institut de Physique du Globe de Strasbourg, 5 rue René Descartes, F-67084 Strasbourg cedex.

ABSTRACT

Seismic investigations play a major role in understanding the mechanics-geodynamics of the lithosphere-asthenosphere system (LAS). In the last decade, new models from large-scale seismic tomography of the Western European LAS have been proposed. Most of these investigations are, however, of regional nature, and, due to the sparsity of permanent seismic stations incapable of resolving small-scale lateral heterogeneities of a wavelength comparable with tectonic structures as observed in rift systems, geothermal or volcanic fields, older reactivated or recent mountain ranges. Only high-resolution tomographic studies are able to provide images of velocity perturbations with a spatial resolution of the order of 10 to 15 kilometers. It is also now commonly accepted that besides strong lateral heterogeneities, upper mantle structures can be characterized by the amount and direction of seismic anisotropy. The anisotropy deduced from different S-phases (S, SKS, SKKS) or regional Pn phases complements remarkably well isotropic tomographic studies, not only for mapping structural features within the LAS, but also for deciphering the style of deformation at depth, one fundamental parameter for discussing ongoing or past geodynamic processes.

The recent development of portable short-period digital arrays was probably one of the most significant technical improvements which helped us to study the LAS worldwide. It was a pioneer challenge of the LITHOSCOPE (INSU-CNRS) project to develop a high quality portable array for studies of the western European LAS. Some examples of recent and pertinent applications of joint mobile and permanent arrays are the study of the Rhine Graben-Urach geothermal field and the Massif Central volcanic field as joint French-German experiments, the study of the Pyrenean range and of the Armorican Massif.

The 3-D velocity and anisotropy structures of the Rhine Graben, one of the most pronounced segments of the European Cenozoic Rift System, and of the Urach geothermal field area have been imaged using P-wave traveltime residuals of teleseismic events and shear waves in order to retrieve the splitting parameters. While ~4% reduction of P-velocity within the Urach lithosphere down to 70-80 km can be explained mainly by increased temperature and enrichment of phlogopite, the teleseismic inversion suggests no indications for an actively upwelling mantle diapir beneath the Rhine Graben proper. A large number of individual splitting parameters is observed showing a rotation from a graben-related to an

Alpine belt-related pattern in the eastern part. The magnitude of the splitting suggests a thickness of the anisotropic structure of at least 150-200 km. Similarly, an array of more than 80 portable stations in addition with 20 permanent stations was deployed in the Massif Central. Including the knowledge of the basement geology of the area and the timing and geochemical characteristics of Tertiary-Quaternary activity, we consider that the velocity models provide unequivocal evidence for the ascent of a thermally and chemically anomalous mantle plume beneath the Massif Central during Tertiary times.

Local and teleseismic events recorded during a period of three years at 50 permanent and temporary stations situated on both sides of the Pyrenean range were analysed to compute a velocity perturbation model from the surface down to 200 km. The model underlines the North Pyrenean Fault as a lithospheric suture down to 100 km, with lower velocities on the Iberian side. However, the predominance of the NPF in the heterogeneity pattern is observed only in the eastern part of the range. A sharp low velocity structure within the lithosphere south to the NPF is considered to consist of crustal material subducted during the collision processes. The fast polarization direction deduced from SKS splitting measurements is aligned with the strike of the NPF, suggesting that the deformation near major strike-slip plate boundaries can be considered as the principal mechanism for generating an anisotropy with a fast axis parallel to the orogenic belt.

The Armorican Massif is a part of the Hercynian orogeny. Its main tectonic features are the North- and South-Armorican shear zones (NASZ, SASZ) which represent the boundaries between different lithospheric domains and the Champtoceaux body consisting of very high pressure rocks. A temporary array designed along two roughly N-S running profiles was deployed perpendicular to the major tectonic shear zones of the Armorican Massif to address the geometry and depth extension of both faults. The first results show large velocity anomalies and emphasize the importance of the SASZ. Additionally, a remarkable anticorrelation between a low gravity trend and a high velocity body at depth is evidenced. On the other hand, Pn anisotropy displays a correlation with the shear directions.

1. INTRODUCTION

La sismologie procure l'image tridimensionnelle de la structure actuelle de la Terre depuis l'échelle locale jusqu'à l'échelle globale. Cette image est la plus résol-

vante de toutes celles issues des méthodes et outils de la géophysique et constitue le cadre sur lequel vont s'appuyer bon nombre de modèles d'évolution dynamique de la planète à toutes les profondeurs et à différentes échelles. Si notre investigation se limite au système lithosphère-asthénosphère (SLA), l'un des objectifs fondamentaux sera de mettre en évidence, si possible en 3D, les relations existantes entre des objets géologiques et des déformations observables en surface avec des hétérogénéités détectables en profondeur à partir de leurs signatures sismiques. Les principaux marqueurs de ces hétérogénéités profondes sont la vitesse des ondes sismiques et l'anisotropie. Dès lors, le géophysicien aura pour objectif de calculer les variations latérales de ces deux marqueurs (autrement dit, leurs écarts à un modèle radial moyen de Terre) afin de préciser la mécanique rhéologique et la dynamique du SLA.

2. LA TOMOGRAPHIE TÉLÉSEISMIQUE

La tomographie est une cartographie structurale des vitesses sismiques. Durant la dernière décennie, de nombreux modèles tomographiques lithosphériques régionaux ont été proposés pour le domaine central et ouest européen. Ils sont calculés à partir de l'analyse des sismogrammes des ondes de surface (e.g. Snieder, 1988) ou bien des ondes de volumes (e.g. Granet et Trampert, 1988 ; Babuska et al., 1990 ; Spakman et al., 1993) enregistrés aux stations sismologiques permanentes. Dans le premier cas, que ce soit à partir de l'analyse des courbes de dispersion ou par modélisation des formes d'ondes, la résolution spatiale de ces modèles d'échelle régionale est supérieure à la centaine de kilomètres (e.g. Panza et al., 1980 ; Passier et Snieder, 1996). Dans le deuxième cas, les sismologues utilisent essentiellement les anomalies de temps de propagation des ondes sismiques P et/ou S. La tomographie téléseismique, ainsi nommée car elle utilise les informations "véhiculées" par les séismes lointains, va procurer une image tridimensionnelle de la structure cible en termes de vitesses sismiques ou de perturbations de vitesses sismiques.

Les ondes de volume téléseismiques ayant une période voisine de 1s, leur résolution spatiale est de l'ordre de la dizaine de kilomètres. A partir des seules stations permanentes dont la distribution géographique n'est pas uniforme, il n'est pas possible d'accéder à ces longueurs d'ondes décakilométriques sans repliement spatial de l'image. C'est grâce au développement récent des grands réseaux sismologiques mobiles (réseau Lithoscope en France) que les géophysiciens structuraux ont pu calculer des images haute-résolution du SLA. Un réseau portable dense est déployé dans la zone cible durant une période de quelques mois afin d'enregistrer les téléseismes. Les trajets source-station (le rai sismique) sont quasi verticaux sous le réseau et vont donc "illuminer" le système lithosphère-asthénosphère. Les temps d'arrivée des

ondes P et/ou S mesurés sur les sismogrammes sont comparés aux temps de propagation calculés dans un modèle de Terre moyen. La zone cible est partitionnée en cellules ou blocs - le modèle initial - et l'ouverture du réseau en surface va conditionner l'extension horizontale et verticale de ce modèle. Pour le calcul des images tomographiques, l'algorithme d'inversion va chercher à expliquer les écarts entre temps observés et calculés (les résidus) par des variations latérales de vitesses sismiques à l'intérieur du modèle 3D. Ceci signifie que nous supposons que ces écarts sont essentiellement d'origine litho-asthénosphérique. Des travaux récents montrent que les résultats sont très peu biaisés par l'influence d'hétérogénéités situées à l'extérieur de l'objet cible (e.g. Masson et Trampert, 1997 ; Vergnes, 1998). La qualité du modèle sera directement fonction de l'échantillonnage spatial des téléseismes qui contrôle la géométrie des rais. Les résultats de ces calculs sont représentés soit sous la forme de cartes qui montrent les perturbations de vitesses sismiques dans des couches d'épaisseur constante ou selon des coupes dans un azimut donné, soit de blocs diagrammes tridimensionnels.

La vitesse des ondes sismiques est une fonction complexe des propriétés physiques, chimiques et minéralogiques du milieu traversé. Ainsi, les "tomogrammes" sont des indicateurs de variations de température ou de différences de composition minéralogique. Pour une structure géologique faite de roches dont la composition chimique est fixée, des vitesses sismiques anormalement faibles seront le signe de températures plus élevées et inversement. A partir de mesures sur des échantillons de roches du manteau, on calcule une loi reliant la variation de la vitesse sismique à la température (e.g. Jackson et al., 1992). Dans les couches lithosphériques, des anomalies négatives peuvent également témoigner d'un milieu très fracturé ou dans le cas des ondes S, de la présence de fluides.

3. L'ANISOTROPIE SISMIQUE

La tomographie téléseismique reste l'outil essentiel pour procurer une image instantanée des structures géométriques du SLA en termes de vitesses sismiques. Cependant, ces tomographies "isotropes" sont encore insuffisantes pour contraindre correctement les modèles géodynamiques. Le SLA est anisotrope car les minéraux des roches qui le composent sont anisotropes. Cette propriété physique du manteau supérieur est maintenant bien admise depuis les travaux initiaux obtenus à partir des ondes Pn par Hess (1964) pour la lithosphère océanique et par Bamford (1977) pour la lithosphère continentale. On se reportera à Babuska et Cara (1991) pour une description physique et pétrologique de l'anisotropie sismique ainsi que des méthodes d'études actuelles et à Farra (1995) pour une analyse de notre connaissance actuelle de l'anisotropie du manteau supérieur.

L'anisotropie sismique détectée dans le manteau supérieur est un marqueur très fort de la déformation (actuelle et passée), et/ou du fluage, en profondeur. Elle est généralement interprétée comme la conséquence d'une orientation préférentielle de l'olivine, qui est le composant minéral principal du manteau supérieur, sous l'action d'une déformation plastique. Depuis, de nombreuses études ont été menées tant en domaine océanique qu'en domaine continental, à l'échelle régionale ou à l'échelle globale, que ce soit à partir des ondes de volume ou des ondes de surface (e.g. Kind et al., 1985 ; Silver et Chan, 1988 ; Montagner et Tanimoto, 1991 ; Vinnik et al., 1992 ; Babuska et al., 1993). Le paramètre principal d'étude de l'anisotropie est le temps de propagation pour les ondes de volume. Dans le cas des ondes de surface, c'est la phase des sismogrammes qui est utilisée. La mesure de l'anisotropie sismique est ainsi devenue un outil d'étude très populaire des structures mantelliques. De fait, l'anisotropie est la plus belle preuve géophysique de la dynamique interne passée et présente de la planète (Ansel et Nataf, 1989 ; Silver, 1996).

Si les ondes de surface se sont révélées un outil puissant d'investigation aux très grandes longueurs d'onde, les essais qui ont été faits dans le domaine de la tomographie télésismique "vectorielle" n'ont pas été convaincants. En effet, s'il est relativement aisé de calculer un rai sismique dans une Terre anisotrope (problème direct), il est beaucoup plus difficile de traiter le problème inverse, c'est-à-dire de retrouver simultanément les caractéristiques isotropes et anisotropes du milieu, même sous des hypothèses simplificatrices. Les travaux menés en ce sens n'ont pas fourni de résultats concluants (Hirahara, 1988 ; Grésillaud et Cara, 1996) car il faut disposer d'une géométrie de rais quasi parfaite (donc irréaliste) pour modéliser correctement le modèle de taux d'orientation dans les structures tectoniques continentales. Toutefois, si nous limitons l'étude structurale à une couche de quelques kilomètres d'épaisseur sous la discontinuité du Moho, les ondes régionales réfractées Pn sont un outil puissant de tomographie anisotrope en 2D des hétérogénéités latérales de vitesses sismiques et de l'anisotropie azimutale (e.g. Beghoul et Barazangi, 1990 ; Hearn, 1996).

Afin de prendre en considération l'anisotropie sismique dans les modèles dynamiques du SLA, la démarche actuelle est plutôt de calculer indépendamment les paramètres anisotropes du milieu et les variations latérales de vitesses. Dès lors que l'on s'intéresse à des objets géologiques de taille régionale où la longueur d'onde caractéristique est de l'ordre de la dizaine de kilomètres, la mesure de l'anisotropie du manteau supérieur est essentiellement basée sur l'observation de la biréfringence des ondes de cisaillement. Quand une onde de cisaillement (S, ScS, SKS, SKKS) linéairement polarisée traverse un milieu anisotrope, elle se sépare en deux ondes dites quasi S qui sont polarisées orthogonalement

l'une par rapport à l'autre et se propagent à des vitesses différentes. Les paramètres essentiels qui vont traduire l'anisotropie du milieu sont θ et T , qui représentent la direction de polarisation de l'onde rapide et le délai entre les composantes rapide et lente. Le délai T est une mesure de l'épaisseur de la couche anisotrope et sa valeur moyenne à l'échelle de la planète est environ de 1 s. Des méthodes numériques ont été développées pour calculer ces paramètres anisotropes (e.g. Fukao, 1984 ; Vinnik et al., 1988). C'est l'onde SKS (ou SKKS) qui est la plus intéressante à étudier car, peu sensible aux hétérogénéités latérales, elle n'est pas affectée par les hétérogénéités de la source et l'anisotropie observée provient uniquement du trajet entre le noyau et la station.

Une autre méthode d'investigation de l'anisotropie a été développée à partir des résidus des ondes P par Babuska et al. (1984). La composante anisotrope du résidu, calculée par une normalisation ad hoc, est portée sur un diagramme polaire (r = distance épacentrale, ϕ = azimut) appelé aussi sphère des résidus. Généralement, ces diagrammes exhibent un comportement bipolaire : des arrivées rapides (résidus négatifs) s'observent sur un hémisphère, des arrivées lentes (résidus positifs) sur l'autre (Plomerova et al., 1996 ; Plomerova et al., 1998). Ces résultats sont interprétés par la présence de structures anisotropes inclinées, situées de part et d'autre de zones de contact entre unités tectoniques (e.g. des sutures), ayant des pendages de direction opposée afin d'expliquer la nature bipolaire des sphères de résidus. Par exemple, Plomerova et al. (1998) interprètent les sphères de résidus par la présence de structures anisotropes inclinées vers le nord pour les domaines Saxothuringien, Rhénohercynien et le Massif Central français, tandis que pour le domaine Moldanubien et le front Alpin, les structures seraient inclinées vers le sud ou le sud-est. Ceci implique que la zone de contact entre les terrains hercyniens intéresse toute la lithosphère et non pas seulement la croûte.

Récemment, Sileny et Plomerova (1996) ont proposé une méthode d'inversion des paramètres anisotropes déduits des études de la biréfringence des ondes de cisaillement. En partant d'hypothèses simples sur l'origine de l'anisotropie lithosphérique, il est possible de réconcilier les résultats obtenus à partir des sphères de résidus et ceux obtenus par les études de la biréfringence.

4. LE BIAIS ANISOTROPE DES TOMOGRAPHIES TÉLÉSISMQUES ISOTROPES

L'estimation du biais induit par la non prise en compte de l'anisotropie sismique dans les tomographies télésismiques classiques est une question essentielle qui pose le problème de la validité de ces modèles tomographiques. Notons que cette question du biais anisotrope dans la reconstruction des milieux isotropes a été abordée initialement sur les images tomographiques calculées

à l'échelle régionale à partir des ondes de surface (e.g. Montagner, 1985). Pour y répondre dans notre cas, soit l'anisotropie est prise en compte dans la paramétrisation tomographique (e.g. Grésillaud et Cara, 1996), soit l'estimation du biais introduit par la simplification isotrope est calculée (Sobolev et al., 1999). En supposant un milieu de composition minéralogique réaliste caractérisé par 50 % de cristaux d'olivine préférentiellement orientés, Sobolev et al. (1999) calculent des anomalies de temps de propagation synthétiques pour des structures tectoniques classiques (zones de convergence ou en extension, régions volcaniques). Ces anomalies sont ensuite inversées par tomographie isotrope. Sur la base de cette modélisation simple, il est démontré que les artefacts les plus importants sont induits par des structures anisotropes pour lesquelles l'axe rapide "a" de l'olivine est incliné. Dans ce cas, le résultat d'une tomographie isotrope indiquerait une structure signée par des vitesses sismiques rapides, qu'il serait tentant d'interpréter comme de la lithosphère plus froide caractéristique d'une subduction active, alors que c'est une zone de convergence fossile qui est en réalité modélisée. A l'opposé, le biais est négligeable dans le cas d'une anisotropie causée par du cisaillement pur (compression ou extension sans rotation dans le plan horizontal) où l'orientation préférentielle de l'olivine se traduit par un axe "c" de l'olivine quasi vertical.

5. DES IMAGES DU SYSTÈME LITHOSPHERE-ASTHENOSPHERE SOUS LA FRANCE

En France métropolitaine et régions limitrophes, des études entrant dans le cadre des expériences Lithoscope, EUROPROBE et du programme GéoFrance 3D ont été menées au cours des dix dernières années. L'installation des réseaux denses a permis le calcul d'images des hétérogénéités latérales de vitesse et d'anisotropie sismiques avec une longueur d'onde caractéristique de ces structures crustales et mantelliques dans des régions soumises à des régimes tectoniques différents. L'histoire géodynamique de la France est marquée par une série d'épisodes tectoniques bien distincts ayant conduit à la mise en place d'objets géologiques remarquables. Nous nous sommes plus particulièrement intéressés à quelques-uns de ces objets pour leur spécificité et leur intérêt sur le plan de la géodynamique européenne.

Rappelons succinctement les principales étapes de cette histoire géodynamique depuis le Cambrien. Au Paléozoïque, la chaîne Hercynienne s'est constituée par la collision de deux blocs continentaux du Dévonien au Carbonifère (400-300 Ma). Les principaux massifs hercyniens français sont le Massif Armoricaire, le Massif Central, les Vosges et les Ardennes. Après l'érosion de la chaîne, associée à une longue période de distension où se forment les bassins sédimentaires, la collision Afrique-Europe entraîne la structuration de l'ensemble Pyrénées-

Languedoc-Provence et ultérieurement au Miocène la formation de la chaîne des Alpes. A l'Eocène, un épisode tectonique majeur, associé à la collision entre les plaques Afrique et Eurasie, a induit un régime extensif affectant toute la lithosphère ouest-européenne. Cette extension E-W durant l'Eocène et l'Oligocène a généré le Système de Rifts Cénozoïques Européens, qui s'étend de la Mer du Nord jusqu'à la Méditerranée.

Dans cet article, je présenterai quelques études du SLA menées en France métropolitaine en des régions tectoniquement remarquables : le Fossé Rhénan et ses bordures (campagne Lithoscope 1988-1989), le Massif Central (campagne EUROPROBE 1991-1992), les Pyrénées et le Massif Armoricain (campagne GéoFrance 3D 1997). L'originalité géodynamique de chacune de ces régions sera soulignée à travers les résultats obtenus par les outils et méthodes de la sismologie.

6. LE FOSSÉ RHÉNAN : EXEMPLE DE FOSSÉ D'EFFONDREMENT CONTINENTAL

6.1. L'objet géologique Fossé Rhénan

Le Système de Rifts Cénozoïques Européens s'étend de la Méditerranée jusqu'à la Mer du Nord sur une distance supérieure à 1 000 km. Le Fossé Rhénan en est le segment central le plus prononcé. Il se présente sous la forme d'une plaine de 35 km de large en moyenne et s'étend sur 300 km de long entre Bâle au sud et Francfort au nord. Il est bordé à l'est par la Forêt Noire et à l'ouest par les Vosges ; son extrémité sud se raccroche au segment Bresse-Rhône par le système transformant Rhin-Saône (Bergerat, 1977).

Précédé par un épisode volcanique au Crétacé, l'effondrement du Fossé Rhénan s'est produit au cours de deux phases distinctes : l'une de la fin Éocène jusqu'au début Oligocène (39-36 Ma), sous un régime tectonique extensif relié à la collision Afrique-Europe, l'autre de l'Oligocène jusqu'au Miocène (25-20 Ma) (Villemin et Coletta, 1990). L'effondrement du Fossé Rhénan Supérieur - région limitée au nord par Strasbourg et par Bâle au sud - s'arrêterait au début Miocène en relation avec une rotation anti-horaire de la contrainte maximale horizontale et/ou d'un soulèvement des Vosges et de la Forêt Noire au Miocène moyen (Villemin et al., 1986 ; Laubscher, 1987). Ce soulèvement s'accompagne d'une activité volcanique limitée à l'intérieur du Fossé entre 18 et 13 Ma (volcan Kaiserstuhl) et à l'extérieur du Fossé (vers l'est) du Miocène moyen à la fin Miocène (massif volcanique de l'Urach principalement). A l'actuel, le Fossé Rhénan Supérieur est caractérisé par des taux de soulèvement et d'effondrement faibles (Mälzer, 1986) et une contrainte horizontale maximale orientée ~N45°E (e.g. Delouis et al., 1993 ; Plenefisch et Bonjer, 1997).

Le volcanisme est rare dans le Fossé Rhénan Supérieur. Le volcan Kaiserstuhl en est la principale manifestation. La source de ce complexe volcanique

alcalin se situerait entre 70 et 100 km de profondeur (Keller, 1978). Quelques manifestations volcaniques sont bien documentées dans les terrains Rhéno-hercyniens, le long des failles bordières du graben, ainsi que dans les régions de l'Urach et de l'Hegau, localisées à environ 100 km à l'est du Fossé Rhéna.

6.2. La structure de la croûte

Les nombreuses campagnes de sismique réfraction (e.g. Mueller et al., 1973), de sismique réflexion (Dohr, 1970), et/ou celles couplées réfraction-réflexion réalisées dans le cadre du programme allemand KTB (Fuchs et al., 1987 ; Gajewski, 1989 ; Lüschen et al., 1989) ont contribué à la connaissance du schéma tectonique crustal du Fossé. Le résultat essentiel de ces études est une cartographie du Moho, qui est détecté à 24 km de profondeur sous le volcan du Kaiserstuhl (Prodehl et al., 1992 pour une synthèse). Une étude plus fine de la géométrie des structures crustales et du rôle des failles bordières a été réalisée à partir de deux profils de sismique réflexion ECORS-DEKORP (1988). Dans la partie centrale du Fossé, Brun et al. (1991) montrent une asymétrie du Fossé dont le développement serait contrôlé par une faille listrique localisée sur la bordure ouest et se rattachant en profondeur à une zone de détachement au toit de la croûte inférieure ductile. Plus au nord, Wenzel et al. (1991) observent un changement de "polarité" du Fossé et soulignent sa nature asymétrique. La faille majeure est ici localisée sur la bordure est. Par ailleurs, une étude tomographique basée sur les données des stations permanentes (Koch, 1993) a permis de localiser une zone à faible vitesse ($V_p=7.9$ km/s) sous le volcan Kaiserstuhl contre des vitesses de 8.3-8.4 km/s dans la lithosphère.

De plus, des profils sismiques réalisés dans l'Urach ont souligné l'existence d'une structure marquée par des vitesses lentes dans la croûte moyenne, dont la géométrie coïncide avec les contours d'isothermes basés sur une modélisation du flux de chaleur.

6.3. La structure profonde du Fossé Rhéna et du massif de l'Urach

La présence d'un diapir asthénosphérique sous le Fossé Rhéna a été proposée à partir d'une étude de la dispersion des ondes de Rayleigh (Panza et al., 1980), de mesures de résistivité électrique (Reitmayr, 1975) et d'une modélisation thermique (Werner et Kahle, 1980). L'effet gravimétrique d'une telle anomalie serait compensé par la remontée du Moho (Kahle et Werner, 1980).

Entre 1985 et 1987, un réseau sismologique a été déployé par l'Institut de Géophysique de Karlsruhe sur le champ géothermique de l'Urach afin d'imager sa structure lithosphérique. Seulement 9 stations étaient opérationnelles simultanément et la plupart ont été déplacées tous les 5 à 6 mois afin de compléter l'échantillonnage spatial et obtenir ainsi la résolution adéquate. Deux stations servirent de référence durant toute l'expérience. En 1988,

dans le cadre d'une coopération franco-allemande, une opération de tomographie téléseismique a été décidée afin de modéliser les structures litho-asthénosphériques à courte longueur d'onde dans le Fossé Rhéna Supérieur. Il s'agissait également d'essayer de résoudre les apparentes contradictions entre le modèle diapirique et les résultats obtenus à partir d'une tomographie téléseismique basée sur les stations permanentes, qui ne montrait aucune structure diapirique sous le Fossé Rhéna (Granet, 1986). Un réseau constitué de 67 stations a été installé pour une période de 7 mois durant l'hiver 1988-1989 (Glahn et al., 1993). Les deux ensembles de données ont été réunis et les résultats des inversions tomographiques présentées sous la forme d'images en coupe sont publiés dans ce manuscrit pour la première fois (**Figure n°1**). Pour le Fossé Rhéna stricto sensu, les images de vitesses d'ondes P calculées par tomographie téléseismique isotrope montrent des anomalies de l'ordre de -2 % (**Figure n°1**, profils AB et CD). La structure du graben est faiblement marquée en profondeur et il n'y a dans les images aucune évidence de la présence d'une remontée diapirique (**Figure n°1**, profil EF), ce qui confirme les résultats d'une tomographie téléseismique aux grandes longueurs d'ondes (Spakman et al., 1993) et d'une tomographie d'ondes de surface (Passier et Snieder, 1996). De même, Rousset (1992) s'appuyant sur les résultats des profils ECORS-DEKORP et Gutscher (1993), qui considère un contraste de densité croûte-manteau réaliste, suggèrent que la présence d'un diapir n'est pas nécessaire pour expliquer les anomalies de Bouguer. Glahn et al. (1993) interprètent un changement significatif de la direction des structures en vitesses vers 70 km de profondeur - de schématiquement parallèle à l'axe du fossé (direction rhénane) au-dessus de 70 km, elle devient grossièrement E-W en dessous - comme l'indication d'une déformation extensive passée ayant affecté toute la lithosphère. Ces résultats démontrent que le processus de rifting d'une part, l'épisode de remontée de matériel asthénosphérique chaud d'autre part, ont cessé à la fin du Miocène. En ce qui concerne le champ géothermique de l'Urach, l'étude téléseismique montre un domaine crustal associé à une diminution de 2 % des vitesses d'ondes P et surtout une anomalie de vitesses faibles dans le manteau. Cette anomalie, dont l'extension en profondeur est limitée à 80 km (**Figure n°1**, profil AB), est la signature diapirique du champ géothermique. Alors que l'anomalie crustale coïncide bien avec l'idée de la présence d'une ancienne chambre magmatique bien contrainte par les xénolithes, la structure lente mantellique est expliquée par un enrichissement local en phlogopite et une augmentation de la température moyenne.

6.4. Anisotropie sismique

Les résultats obtenus à partir de la biréfringence des ondes de cisaillement (Granet et al., 1998) ou à partir des ondes Pn (Bamford, 1977 ; Enderle et al., 1996,

Judenherc et al., soumis) soulignent le rôle des structures héritées et de la déformation actuelle. Dans la région du Fossé Rhénan, l'azimut de la direction de polarisation rapide varie de $\sim N30^\circ E$ à $\sim N40^\circ E$ pour les stations sismologiques localisées sur les flancs - à proximité des failles bordières - et à l'intérieur du graben proprement dit (**Figure n°2**). Les valeurs correspondantes de T sont

l'azimut du séisme traité démontrent une origine non exclusivement lithosphérique de l'anisotropie. Ceci est également corroboré par les valeurs du délai dT (> 1 s), qui impliquent une épaisseur de 120 à 150 km pour la couche anisotrope (en moyenne $T = 1.0$ s correspond à une couche anisotrope d'épaisseur ~ 115 km sous l'hypothèse d'un manteau constitué d'environ 60 % d'olivine).

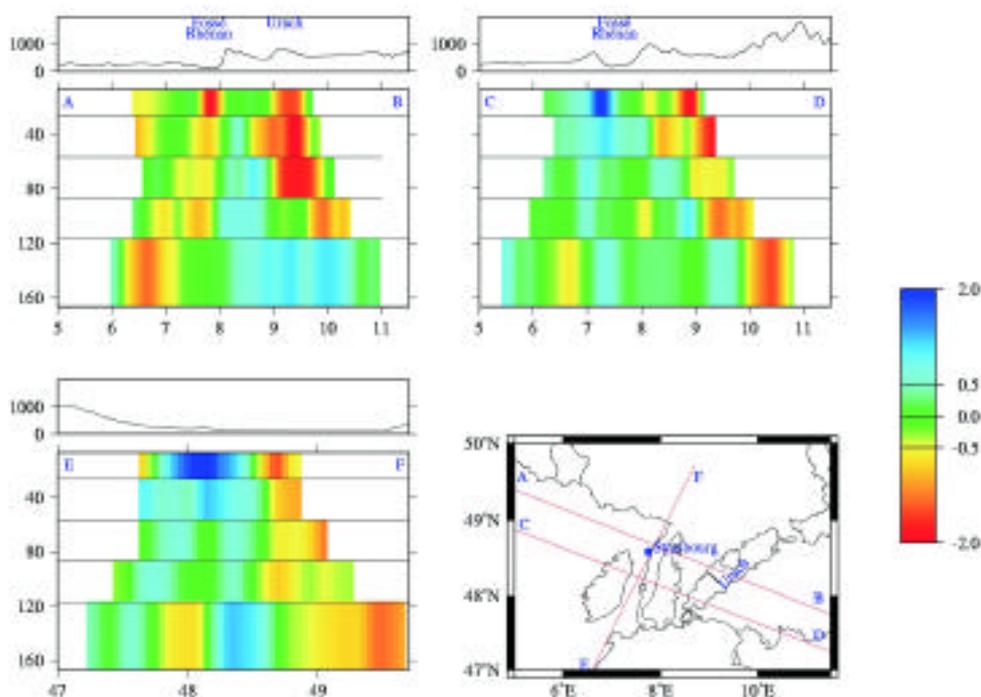


Fig. n°1 : Perturbations de vitesses d'ondes P sous le Fossé Rhénan et l'Urach présentées sous la forme de coupes verticales. Elles sont exprimées en %. Les profils AB, CD et EF sont calculés à partir du modèle tridimensionnel 3D. Afin de minimiser d'éventuelles variations brutales des anomalies d'un bloc à l'autre, un filtre spatial est appliqué dans le plan horizontal de la couche pour ne pas introduire de couplage vertical artificiel. La longueur d'onde de coupure est fonction de la dimension des blocs dans la couche considérée. Les profils imagent le SLA jusqu'à 170 km de profondeur. La topographie est précisée. Le rouge du spectre indique des vitesses plus lentes, le bleu du spectre indique des vitesses plus rapides.

de ~ 1.2 s. Si nous supposons que le cisaillement pur est le facteur principal contrôlant la déformation lithosphérique durant la formation du Fossé Rhénan, les résultats suggèrent une relation entre les valeurs de T et le processus de rifting, qui est le dernier épisode tectonique majeur ayant affecté les structures lithosphériques.

Ainsi, comme cela a été proposé par Vauchez et Nicolas (1991) dans un autre contexte tectonique, la lithosphère sous le Fossé Rhénan et ses flancs serait caractérisée par une fabrique appartenant à la déformation associée à des zones décrochantes.

Une autre explication serait de supposer un ancien flux mantellique parallèle au graben. Vers la Forêt Noire, l'azimut de la direction rapide s'oriente dans une direction E-W, tandis que dans la région de l'Urach, il s'aligne grossièrement avec la direction hercynienne. Cette variation latérale de la valeur moyenne de T sur de courtes distances ainsi que l'observation de sa dépendance selon

La variation azimutale de T suggère la superposition de plusieurs couches anisotropes et/ou des structures anisotropes inclinées (Plomerova et al., 1996).

Les paramètres (θ , T) calculés à la station RBG (Urach) pour chaque séisme enregistré ont été modélisés par une structure en deux couches anisotropes (Savage et Silver, 1993). La couche supérieure est caractérisée par un axe rapide orienté $N65^\circ E$, que l'on peut corrélérer soit avec la direction des trajectoires du champ de contraintes crustal actuel soit avec celle de la ceinture Hercynienne en domaine centre-Europe, et un délai de 0,8 s compatible avec une lithosphère d'épaisseur variant entre 80 à 100 km. La couche inférieure est caractérisée par un axe rapide orienté $N130^\circ E$, qui est en bon accord avec la direction de mouvement absolu des plaques proposé par Minster et Jordan (1978) mais en désaccord avec celle du modèle de Gripp et Gordon (1990), et un délai de 1,0 s qui s'accorderait avec l'épaisseur de l'asthénosphère

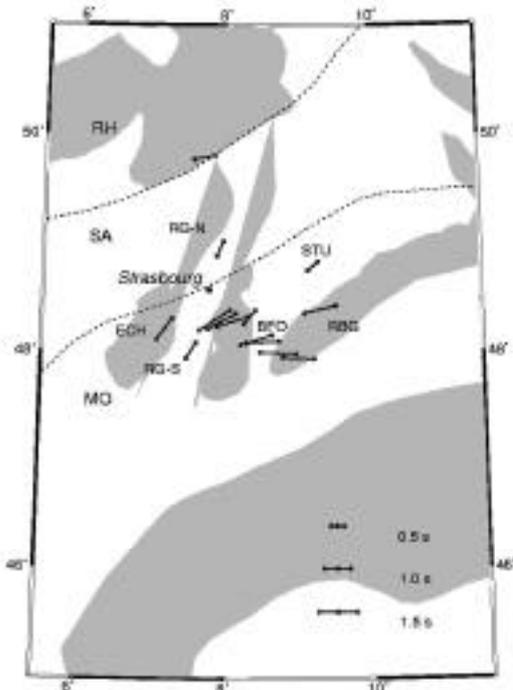


Fig. n°2 : Paramètres anisotropes calculés dans le Fossé Rhénan (d'après Granet et al., 1998). La flèche indique la direction de polarisation rapide (direction anisotrope), sa longueur est proportionnelle à l'amplitude de l'anisotropie.

modélisée par Yanovskaya et al. (1990) à partir des ondes de surface. Dès lors que les mesures d'anisotropie sont bien documentées par de nombreuses observations, l'interprétation des résultats impose la présence de plusieurs sources d'anisotropie dans le manteau. L'anisotropie a une double origine lithosphérique (héritée) et asthénosphérique (actuelle et reliée au flot mantellique).

7. LE MASSIF CENTRAL : EXEMPLE D'UNE STRUCTURE HERCYNienne REACTIVÉE PAR DU VOLCANISME NÉOGÈNE

7.1. L'objet géologique Massif Central

Le Massif Central est formé de vieilles structures hercyniennes, auxquelles se sont superposées des fossés d'effondrement Oligocène grossièrement orientés N-S et des provinces volcaniques Néogène. Durant la période post-rift, on distingue deux épisodes volcaniques principaux aux âges bien contraints : la première, de la fin Oligocène au début Miocène (de ~25 Ma à ~12 Ma), s'identifie par une activité dispersée dans les fossés de Limagne et du Forez ; la deuxième, qui s'étend de la fin Miocène au Pliocène, est dominée par la mise en place des deux volcans centraux majeurs, le Cantal (11-2.5 Ma) et le Mont-Dore (4-0.3 Ma). L'activité volcanique la plus récente est localisée dans le Vivarais (12 000 ans BP) et la Chaîne des Puys (50 000 - 4 000 ans BP). Actuellement, le Massif Central est sous un régime tectonique extensif (Delouis et al., 1993).

Par contraste avec le Fossé Rhénan, le Massif Central offre l'opportunité d'étudier des structures lithosphériques d'âge hercynien reprises par une activité magmatique importante. De plus, le Massif Central est en Europe la place la plus logique pour s'intéresser à l'existence de panaches mantelliques en domaine continental car 1) son socle varisque a la topographie la plus élevée, 2) l'activité volcanique a été la plus importante en domaine ouest-européen, 3) il est bien documenté par de nombreuses études géologiques, géochimiques et géophysiques.

L'idée de la présence d'un "point chaud" sous le Massif Central est relativement ancienne. Elle a été proposée pour la première fois par Froidevaux et al. (1974). Les études de sismique réfraction (Perrier et Ruegg, 1973 ; Zeyen et al., 1997) ont montré que la croûte était amincie de 2 à 3 km sous le fossé de la Limagne d'Allier et "normale" à l'ouest du Sillon Houiller. Alors que les profils réalisés en 1974, d'orientation N-S, suggéraient la présence d'une zone anormale du manteau caractérisée par des vitesses de 7.4 km/s sous la croûte amincie, les résultats des profils de 1997, orientés NW-SE, montrent plutôt des vitesses normales ($V_p=8.0$ km/s) sous la Limagne d'Allier. Judenherc et al. (soumis) dans une étude de tomographie anisotrope sous la France à partir des ondes Pn observent des vitesses sismiques plutôt faibles (-3 % environ) sous les édifices volcaniques, mais pas de variations fortes associées aux fossés d'effondrement. A partir d'une étude d'ondes de surface, Souriau (1976, 1981) a calculé un modèle de vitesses d'ondes S et un modèle d'atténuation, qui soulignent la présence d'une zone à vitesses faibles et à forte atténuation entre 70 et 240 km de profondeur. Ce résultat se corrèle bien avec une anomalie de Bouguer de l'ordre de -70 mgal et un flux de chaleur élevé de 100-110 mW/m². Lucazeau et al. (1984) ont montré que le seul effet crustal ne pouvait rendre compte des valeurs du flux de chaleur et d'anomalie de Bouguer. D'un point de vue pétrophysique, Coisy (1977) étudiant les propriétés chimiques et structurales d'échantillons de xénolithes dans des basaltes alcalins observe une texture équigranulaire, donc caractéristique d'une importante déformation, dans les régions localisées au nord du volcan Cantal et au sud de la Chaîne des Puys. Sur la base de ces résultats, deux modèles dynamiques d'évolution du Massif Central avaient été proposés (Lucazeau et al., 1984 ; Nicolas et al., 1987). Alors que Lucazeau et al. (1984) suggèrent la présence d'un unique diapir mantellique caractérisé par une vitesse d'ascension comprise entre 0.5 et 1.0 cm/an pour expliquer les différentes observations géophysiques, Nicolas et al. (1987) proposent un modèle d'essaim de petites structures diapiriques dont les dimensions à la base n'excéderaient pas 10 km pour expliquer la présence de xénolithes très peu déformés dans le cœur du diapir unique. L'origine de ces "cônes" diapiriques serait localisée à environ 70 km de profondeur à une température sous le solidus. Ces valeurs sont bien contraintes par les estimations P-T.

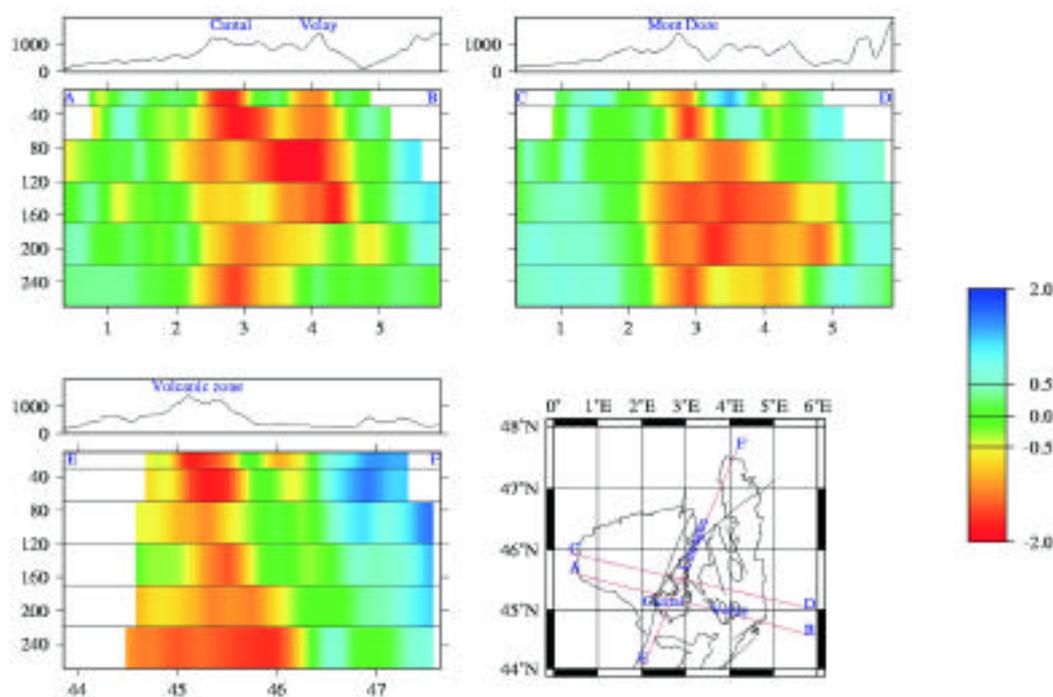


Fig. n°3 : Perturbations de vitesses d'ondes P sous le Massif Central présentées sous la forme de coupes verticales. Elles sont exprimées en %. Les profils AB et CD échantillonnent les édifices volcaniques. Le profil EF traverse les volcans Cantal, Mont-Dore et suit le Fossé de la Limagne. La topographie est précisée. Les profils sont calculés à partir du modèle tridimensionnel 3D. Afin de minimiser d'éventuelles variations brutales des anomalies d'un bloc à l'autre, un filtre spatial est appliqué dans le plan horizontal de la couche pour ne pas introduire de couplage vertical artificiel. La longueur d'onde de coupure est fonction de la dimension des blocs dans la couche considérée. Les profils imagent le SLA jusqu'à 270 km de profondeur.

7.2. Tomographie télésismique du Massif Central

Durant l'hiver 1991-1992, un réseau sismologique portable de 80 stations a été déployé à travers le Massif Central dans le cadre d'une coopération franco-allemande. Avec un espacement moyen des stations égal approximativement à la longueur d'onde des ondes P dans le manteau (~15 km), le réseau a été installé de façon à contraindre la structure en vitesses sismiques sous les édifices volcaniques et les fossés d'effondrement. On se reportera à Granet et al. (1995a) pour une image de la distribution spatiale du réseau. La **Figure n°3** représente les résultats de l'étude tomographique sous forme de coupes calculées à travers la structure tridimensionnelle.

Le modèle initial est constitué de deux couches crustales (0-10 km, 10-30 km) et cinq couches dans le manteau (30-70 km, 70-120 km, 120-170 km, 170-220 km, 200-270 km). La première couche crustale est traitée de façon indépendante afin de minimiser des effets de "surface" mal pris en compte par la procédure de traitement des données. A l'intérieur du modèle tridimensionnel, les perturbations de vitesses varient de -2 à +2 % (**Figure n°3**). Il est possible de calculer l'anomalie gravimétrique qui serait causée par le modèle de vitesse en se donnant une loi physique entre DV et Dr (Goetze et Lahmeyer, 1988). La densité ainsi modélisée est en bon accord avec

l'anomalie de Bouguer observée en surface. Ce résultat, ainsi que les amplitudes relativement modérées des perturbations de vitesses calculées pour le Massif Central, suggèrent soit l'absence, soit un faible taux de fusion partielle, par comparaison avec ce qui est observé dans le rift Kenyan ou dans le rift du Rio Grande (Achauer et Granet, 1997). D'importantes variations latérales de vitesse sont observées dans les couches lithosphériques : les perturbations négatives sont remarquablement corrélées avec les structures volcaniques de surface (**Figure n°3**, profils AB et EF). Notamment des "canaux" plus lents, dont le diamètre est environ de 20 à 30 km s'observent de la surface jusqu'à 70 km de profondeur. Ils sont situés sous les provinces volcaniques du Cantal et du Mont-Dore d'une part, du Devès et du Velay d'autre part. Alors que la zone lente associée avec les volcans Cantal et Mont-Dore intéresse également la croûte, elle semble limitée au domaine mantellique pour la région du Devès et du Velay. Ces canaux peuvent-ils être considérés comme les structures diapiriques imaginées par Nicolas et al. (1987) ? L'ascension d'un diapir est causée par un contraste important de densité, ce qui n'est possible que si le taux de fusion partielle est suffisamment élevé. Dans l'hypothèse d'un essaim de petits diapirs, la conduction va propager la chaleur dans un large volume

lithosphérique. Or nos résultats n'indiquent que peu ou pas de fusion partielle, compte tenu des faibles valeurs des perturbations, ni la présence d'un grand volume de matériel chaud dans la lithosphère. Aussi ces canaux sont-ils interprétés comme la signature thermique (en termes d'isothermes) des remontées magmatiques le long d'anciennes fractures lithosphériques héritées de l'hercynien et réactivées à l'Oligocène. Le transfert des produits fondus asthénosphériques vers la surface doit se faire par un processus de fracturation de l'encaissant. Pour expliquer la géométrie de ces zones lentes, nous supposons l'intrusion de liquide fondu dans les fractures lithosphériques durant la période de mise en place des volcans et qui serait maintenant cristallisé mais encore chaud.

Pour les couches inférieures, entre 120 et 270 km de profondeur, le modèle est caractérisé par la présence d'un volume bombé de vitesses faibles ayant un diamètre de l'ordre de 200 km et un contraste de vitesse d'environ 2 % (**Figure n°3**, profil CD). Les anomalies de vitesse peuvent se convertir en contraste de température (Kumazawa et Anderson, 1969). Prenant en compte les effets anélastiques (Karato, 1993), on obtient un contraste de ~200°C.

Les études des isotopes radiogéniques des produits magmatiques ferro-magnésiens primitifs contraignent fortement la nature des régions sources des magmas du manteau ainsi que la profondeur d'extraction et le degré de fusion partielle lors de leur pétrogénèse (Wilson et Downes, 1992). En effet, les magmas primitifs héritent des caractéristiques isotopiques des régions sources. Dans le cas du Massif Central, comme pour d'autres régions volcaniques des domaines central- et ouest-Europe, ces magmas ont des caractéristiques géochimiques et isotopiques qui présentent de fortes similarités avec celles des basaltes des îles océaniques associés à une activité des panaches mantelliques ("HIMU", Wilson et Downes, 1991, 1992).

Ainsi, les résultats de la tomographie télésismique combinés avec les caractéristiques isotopiques des basaltes ont conduit Granet et al. (1995b) à proposer l'existence d'un panache mantellique sous le Massif Central, qui serait maintenant dans une phase de décroissance, comme en témoigne la réduction significative du volcanisme au Pliocène et au Quaternaire.

Sobolev et al. (1997a, 1997b) s'appuient sur ce modèle tomographique, la pétrophysique et la minéralogie physique pour calculer la distribution tridimensionnelle du champ de température dans le manteau supérieur sous le Massif Central. Ce champ de température est ensuite modélisé pour calculer dynamiquement la topographie régionale et un géoïde. Les résultats sont en accord avec les observations et confortent l'existence d'un corps chaud ayant un contraste de température de 150 à 200°C plus élevé que la température moyenne du manteau. Cette modélisation apporte également une évidence forte en faveur d'un amincissement de la lithosphère sous les régions volcaniques.

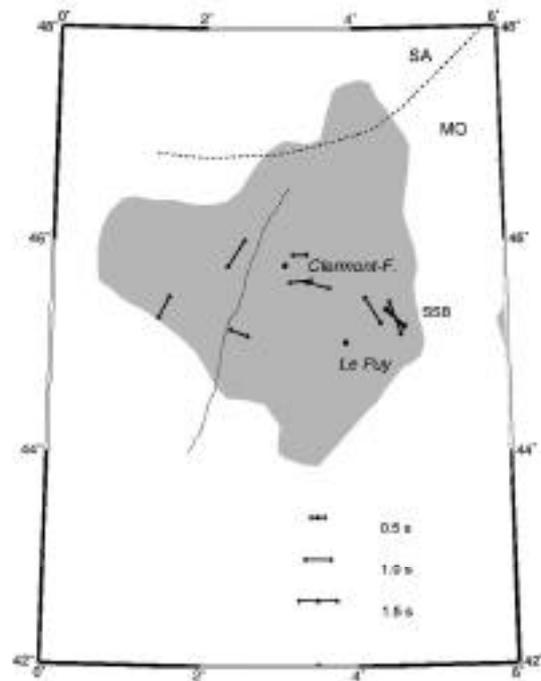


Fig. n°4 : Paramètres anisotropes calculés dans le Massif Central (d'après Granet et al., 1998).

7.3. Anisotropie sismique

La **Figure n°4** montre les paramètres anisotropes calculés pour des stations mobiles et une station permanente (SSB) à partir de la biréfringence des ondes de cisaillement. Un changement important de la direction de polarisation rapide est observé de part et d'autre du Sillon Houiller, qui est considérée comme une faille de transfert pendant l'amincissement crustal de la chaîne varisque (Burg et al., 1990). Ceci est l'indication d'une contribution importante de la lithosphère sous-crustale à l'anisotropie observée, car une variation de la direction rapide sur une courte distance est incompatible avec une origine asthénosphérique (flux mantellique). De plus, alors que l'azimut de la direction rapide se corrèle bien à la direction du Sillon Houiller, soulignant encore le rôle des failles décrochantes majeures sur la fabrique et la déformation associée, la direction rapide à l'est du Sillon Houiller est plutôt orientée N100°E. Cette dernière direction peut être corrélée avec une structuration WNW-ESE observée sur les tomogrammes pour des profondeurs supérieures à 70 km (Granet et al., 1995a, **Figure n°7**). Elle est probablement d'origine asthénosphérique en considérant une épaisseur de la lithosphère inférieure à 50 km dans cette région (Sobolev et al., 1997). La réorientation de la fabrique hercynienne dans le manteau due à l'écoulement magmatique associé au panache pourrait être la cause de cette orientation N100°E.

Les amplitudes des délais T varient en moyenne entre 1.0 s à l'ouest et 0.65 s à l'est du Sillon Houiller en ne considérant que les données de "bonne qualité". Ces valeurs sont cohérentes avec un amincissement litho-

sphérique à l'est du Sillon Houiller. Cependant, compte tenu d'un nombre limité de données, il n'a pas été possible d'étudier une éventuelle dépendance des valeurs des paramètres anisotropes avec l'azimut des séismes. Cette étude couplée tomographie-anisotropie du Massif Central confirme, ainsi que dans le cas du Fossé Rhénan et de ses régions limitrophes, le rôle des structures héritées sur la dynamique du SLA.

8. LES PYRÉNÉES : EXEMPLE DE COLLISION CONTINENTALE "RÉCENTE"

8.1. L'objet géologique Pyrénées

La chaîne des Pyrénées résulte de la collision entre la plaque Ibérie et la plaque Eurasie. Elle s'étend sur environ 400 km de long entre la Mer Méditerranée à l'est et l'Océan Atlantique à l'ouest. Les unités structurales principales sont orientées E-W et du nord au sud, on trouve successivement la Zone Nord-Pyrénéenne, la Zone Primaire Axiale constituée de terrains hercyniens qui ont été réactivés durant l'orogène alpin, la Zone Sud-pyrénéenne constituée de terrains mésozoïques et cénozoïques (Mattauer, 1968 ; Choukroune et Mattauer, 1978). La Faille Nord-Pyrénéenne (FNP) constitue l'accident majeur qui s'étend d'ouest en est tout au long de la chaîne. C'est une zone étroite bien individualisée en surface dans les régions est et centrale, mais qui disparaît sous les sédiments dans le domaine ouest, bien que sa présence soit documentée à partir de la sismique réfraction (Gallard et al., 1980 ; Daignières et al., 1982).

De nombreux modèles ont été proposés pour expliquer la formation des Pyrénées (c.f. Choukroune, 1992). Tous considèrent une phase d'extension avec un épisode d'amincissement crustal précédant la phase de compression de l'orogénie Pyrénéenne. Alors que certains modèles postulent une ouverture qui résulterait d'un cisaillement senestre le long de la FNP, d'autres considèrent une ouverture en ciseau correspondant à une rotation de la plaque Ibérie autour d'un pôle situé soit dans le domaine central ou occidental de la chaîne, soit en Méditerranée. Ces modèles diffèrent également dans le mécanisme et le taux de raccourcissement : épaissement crustal lié à de grands chevauchements à l'intérieur de la Zone Axiale (e.g. Williams & Fischer, 1984), subduction océanique suivie d'une collision entre deux marges continentales (Boillot et Capdevilla, 1977), subduction continentale de la lithosphère ibérique (Mattauer, 1985), déformation thermomécanique d'un système rigide-ductile (Chéry et al., 1991) ou encore déformation flexurale (Brunet, 1986). De façon générale, l'ensemble des modèles donnent des raccourcissements allant de 100 à 200 km.

8.2. Une image sismologique de la chaîne des Pyrénées

De nombreuses études de la structure crustale à partir de profils de sismique réfraction et de réflexion grand-

angle (e.g. Hirn et al., 1980 ; Gallart et al., 1980, 1981 ; Daignières et al., 1981, 1982, 1989) et de tomographie téléismique (Hirn et al., 1984 ; Poupinet et al., 1992) ont montré un saut d'environ 15 km de la discontinuité du Moho à la latitude de la FNP. La croûte a une épaisseur de ~50 km dans la Zone Axiale et de 30 à 35 km dans la Zone Nord Pyrénéenne. Deux profils de sismique réflexion ECORS orientés N-S ont été réalisés à travers la chaîne : l'un dans le domaine central (Choukroune et al., 1989), l'autre dans le domaine occidental (Daignières et al., 1994). Ces deux profils, qui fournissent une image détaillée des structures crustales, confirment le saut du Moho et l'existence d'une discontinuité intra-crustale.

En outre, ils suggèrent un pendage vers le nord du Moho de la croûte ibérique, la croûte "européenne" sous le Bassin d'Aquitaine étant à peu près horizontale. Ce pendage a été confirmé par un profil de sismique réfraction (Daignières et al., 1989). Toutefois, une incertitude demeure sur la géométrie exacte du Moho au voisinage de la FNP avec une imprécision d'une quinzaine de kilomètres sur la localisation de la discontinuité crustale. La croûte européenne "mince" se termine abruptement sur la FNP, mais le Moho de la croûte ibérique n'est clairement identifié que 10 à 15 km plus au sud. Il est actuellement impossible de confirmer ou d'infirmer une subduction de la croûte ibérique sous la croûte européenne. Une tomographie de la croûte à partir des séismes locaux enregistrés aux stations permanentes des réseaux de surveillance sismique de la Chaîne Pyrénéenne a révélé de nombreux détails non documentés auparavant (Souriau et Granet, 1995). La croûte supérieure est très hétérogène et montre des contrastes importants de vitesse. Une zone de vitesses élevées orientée E-W est détectée dans les 7 premiers kilomètres et coïncide en de nombreuses places avec les roches paléozoïques de la Zone Axiale.

De part et d'autre de cette structure rapide, des zones à vitesses faibles se corrént en surface avec des bassins sédimentaires et sont observées jusqu'à plus de 10 km de profondeur. Dans les domaines centre et est-Pyrénéen, deux blocs caractérisés par des vitesses rapides ressortent dans la Zone Nord Pyrénéenne et s'enfouissent jusqu'à la base de la croûte supérieure. Une anomalie positive de gravité est associée à ces deux blocs, qui correspondraient à des matériaux de la croûte inférieure ou plus probablement du manteau supérieur remontés dans la croûte supérieure lors de l'épisode de compression consécutif à l'extension Mésozoïque. La croûte inférieure est moins bien contrainte compte tenu de la géométrie des rais. Néanmoins, elle apparaît plus homogène avec une structuration en vitesses sismiques découplée de celle de la croûte supérieure. Le fait majeur est la présence d'une anomalie de vitesses faibles sous les Massifs Nord-Pyrénéens. Notre connaissance de la structure profonde de la chaîne repose sur les études de tomographie téléismique et d'anisotropie sismique. Poupinet et al. (1992) modélisent par tracé de rais des résidus de temps de pro-

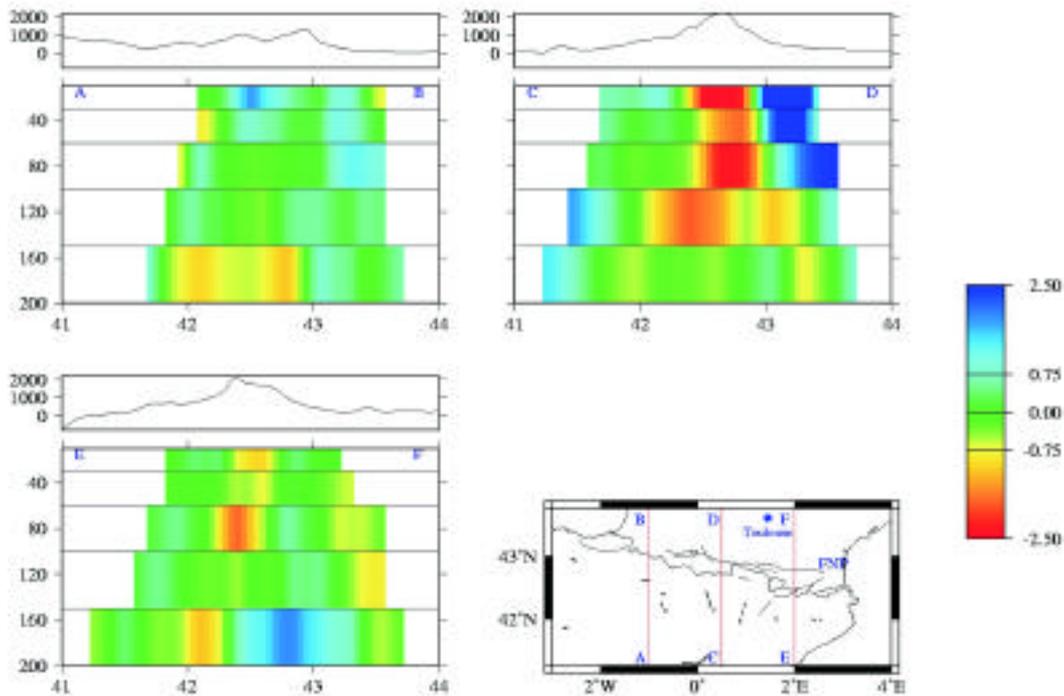


Fig. n°5 : Perturbations de vitesses d'ondes P sous les Pyrénées. Elles sont exprimées en %. Les profils échantillonnent les domaines est, centre et ouest de la chaîne. FNP signifie Faille Nord-Pyrénéenne. Les profils AB, CD et EF sont calculés à partir du modèle tri-dimensionnel 3D. Afin de minimiser d'éventuelles variations brutales des anomalies d'un bloc à l'autre, un filtre spatial est appliqué dans le plan horizontal de la couche pour ne pas introduire de couplage vertical artificiel. La longueur d'onde de coupure est fonction de la dimension des blocs dans la couche considérée. Les profils imagent le SLA jusqu'à 200 km de profondeur.

UNIVERSITÉ CLERMONT AUVERGNE

pagation calculés le long d'une ligne de stations parallèle au profil ECORS du domaine central. Ils expliquent les résidus par un amincissement de la lithosphère du nord vers le sud qui s'initierait à l'aplomb de la FNP : la lithosphère ibérique serait en moyenne 60 à 70 km plus épaisse que la lithosphère européenne. Le modèle implique une collision entre la plaque ibérique (épaisse) et la marge aquitaine (mince) de la plaque Europe, avec imbrication des croûtes et un découplage rhéologique de la lithosphère à la base de la croûte ibérique. Une expérience télésismique similaire réalisée parallèlement au profil ECORS du domaine occidental n'apporte aucune contrainte sur la lithosphère sous-crustale (Grandjean, 1992).

Une image du manteau supérieur sous la chaîne des Pyrénées a été proposée par Souriau et Granet (1995) à partir d'une tomographie télésismique (**Figure 5**). Ce sont les données de temps d'arrivée des ondes P enregistrées en 75 stations permanentes et mobiles qui ont été inversées pour modéliser la structure en vitesses sismiques. L'utilisation des stations permanentes améliore très significativement la géométrie des rais (et par là-même, la qualité du modèle) car la période d'enregistrement est beaucoup plus longue. D'un autre côté, la résolution spatiale des modèles, de l'ordre de 50 km, est trop importante pour caractériser le détail des structures lithosphériques.

Le résultat majeur est la mise en évidence de deux zones bien différenciées : le domaine ouest de la chaîne d'une part, les domaines centre et est d'autre part (**Figure n°5**, profils CD et EF). Une zone de vitesse faible, étroite, observée du Moho jusqu'à une profondeur de 80 à 100 km marque le domaine centre-est de la chaîne, au sud de la FNP. Cette structure a été attribuée à des matériaux crustaux qui ont subducté durant le processus de convergence entre les plaques Ibérie et Europe (Souriau et Granet, 1995). Ce résultat est en excellent accord avec des modèles thermomécaniques développés pour expliquer la géométrie du Moho et des réflecteurs crustaux (Chéry et al., 1991 ; Beaumont et Quinlan, 1994). De plus, l'extension en profondeur de cette zone lente est bien corrélée avec un raccourcissement N-S de 80 km (Séguret et Daignières, 1986). Dans le domaine ouest, il n'y a pas d'évidence de subduction de matériaux crustaux (**Figure n°5**, profil AB). Ceci suggère que la déformation a été localement accommodée dans la croûte. Si le modèle de subduction océanique du Golfe de Gascogne sous la marge Ibérique proposé par Boillot et Capdevilla (1977) est valide, le domaine ouest Pyrénéen représente alors une zone de transition entre une subduction océanique N-S dans le Golfe de Gascogne et une subduction continentale S-N dans la partie centre-est de la chaîne.

L'anisotropie sismique a été mesurée à partir de la biréfringence des ondes SKS et SKKS en une station du réseau NARS et le long d'un profil réalisé à travers la chaîne (Souriau et Njike Kassala, 1993 ; Barruol et Souriau, 1995). Globalement, la direction de polarisation rapide f est orientée N100°E aux stations situées dans le domaine Ibérique au sud de la FNP et le délai T varie entre 1.3 et 1.5 s. Au nord de la FNP, l'orientation de la direction rapide est moins uniforme et les délais sont inférieurs à 1s. Cette "dispersion" de T (qui varie de ~N50°E à ~N100°E) suggère une relation avec les mécanismes de déformation actifs dans cette Zone Nord Pyrénéenne durant la convergence. La corrélation des valeurs de T avec les épaisseurs lithosphériques (Poupinet et al., 1992) et la variation de T sur de courtes distances suggèrent une origine essentiellement lithosphérique. Cependant, malgré l'évidente relation entre la direction moyenne E-W de f et la direction de la FNP, Barruol et Souriau (1995) soulignent qu'une contribution asthénosphérique ou bien l'effet conjugué de plusieurs couches anisotropes ne peuvent pas être rejetés.

9. LE MASSIF ARMORICAIN : EXEMPLE DE COLLISION "ANCIENNE"

9.1. L'objet géologique Massif Armoricain

Le Massif Armoricain est un ensemble tectonique qui a été affecté par les orogènes successives Cadomienne, Calédonienne (très peu marquée) et Hercynienne. Il est structuré en trois grands domaines étroits d'orientation moyenne E-W : le domaine nord Bretagne, qui recouvre le Cadomien, le domaine centre Bretagne et le domaine sud Bretagne, qui tous deux appartiennent à l'Hercynien. Ces trois domaines sont séparés par deux zones de décrochement hercyniennes majeures : les décrochements Nord et Sud-Armoricain. Le décrochement Sud-Armoricain se divise vers l'est en deux branches, celle localisée la plus au nord est la faille de Nort-sur-Erdre.

C'est au nord de la Bretagne que se situe le domaine le mieux préservé (bloc "domnonéen-mancellien") de l'orogène Cadomien (650-600 Ma). Le prolongement de la chaîne Cadomienne hors de cette zone préservée s'observe vers le nord-est, où l'on peut la suivre jusqu'à la grande anomalie magnétique du Bassin de Paris, et vers le Sud-Ouest, au sud du cisaillement Nord-Armoricain. C'est cependant l'orogène Hercynien (360-290 Ma) qui a le plus marqué l'histoire du Massif Armoricain (Matte et Hirn, 1988). La période post-varisque, et notamment le cycle alpin, ne semble pas avoir affecté de façon décisive l'histoire du Massif.

Le domaine Sud-Armoricain est caractérisé par des séries métamorphiques de haute pression (HP ~12-14 kbars : unité des Essarts, unité du Bois de Céné). Ces zones correspondent à la zone de suture de la chaîne Hercynienne. Entre les deux branches du cisaillement

Sud-Armoricain, est située une étroite bande d'écailles crustales de très haute pression (~20 kbars). Il s'agit de l'unité (Nappes) de Champtoceaux, constituée de roches très déformées, qui ont été exhumées pendant la convergence.

D'un point de vue géophysique, la structuration en trois domaines est soulignée par les données magnétiques et gravimétriques (Truffert et al., 1996). Le domaine nord Bretagne est marqué par de fortes anomalies magnétiques de faible longueur d'onde, corrélées aux anomalies gravimétriques. Le domaine centre Bretagne est caractérisé par des anomalies magnétiques intenses et par un fort

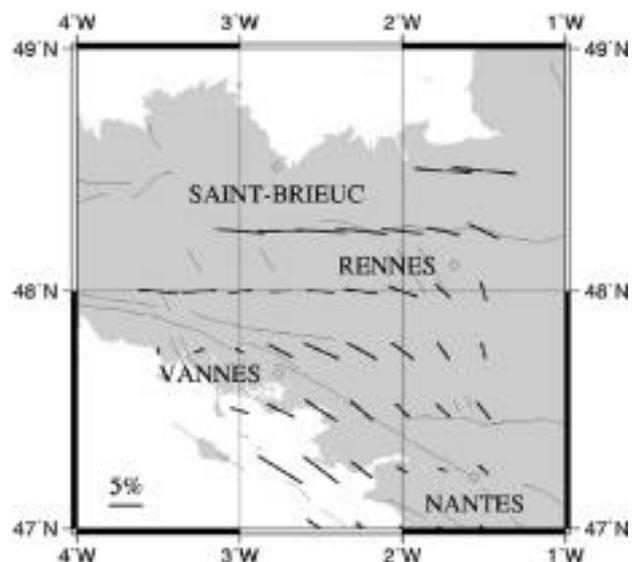


Fig. n°6 : Anisotropie azimutale sub-lithosphérique calculée à partir des ondes Pn (d'après Judenherc et al., soumis). L'orientation du segment montre la direction rapide, sa longueur est proportionnelle aux taux d'anisotropie.

gradient gravimétrique parallèle au décrochement Sud-Armoricain. Les branches nord et sud de ce décrochement sont également soulignées par un fort gradient gravimétrique. Les Nappes de Champtoceaux sont associées à une anomalie gravimétrique d'amplitude 40 mGal. Les données de sismique réflexion grand angle montrent que la croûte inférieure est partout très réfléchive avec un Moho de profondeur 30 à 35 km. Le projet ARMOR1 (programme Géofrance 3D) a permis l'acquisition de données nouvelles dans le domaine nord Bretagne (Bitri et al., 1998).

Une contrainte supplémentaire à notre connaissance de la déformation tectonique responsable de l'évolution de la croûte armoricaine est apportée par une étude de l'anisotropie azimutale d'onde Pn par Judenherc et al. (soumis). Les résultats d'une tomographie anisotrope soulignent le rôle des deux décrochements Nord- et Sud-Armoricain sur la déformation lithosphérique (Figure n°6). L'anisotropie est orientée grossièrement E-W et d'amplitude d'environ 3 à 4 %.

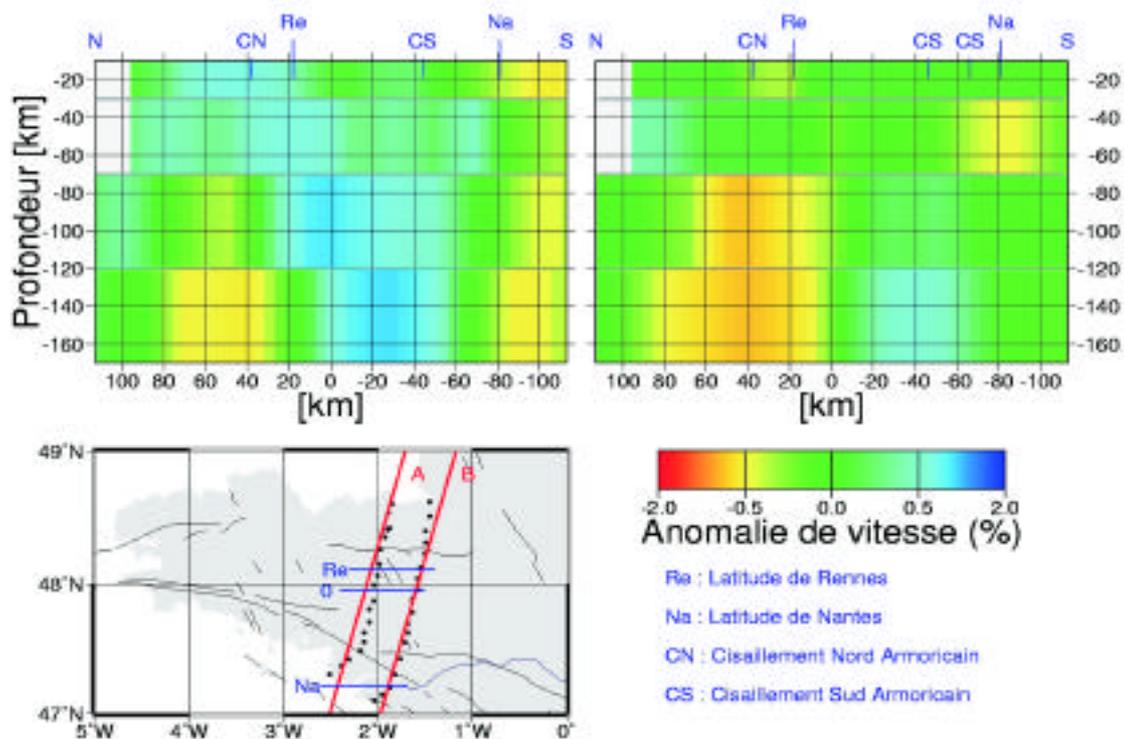


Fig. n°7 : Perturbations de vitesses d'ondes P sous le Massif Armoricaïn. Le dispositif de terrain est indiqué. Les profils sont calculés le long des deux lignes sismiques. La planche de gauche correspond au profil A, celle de droite au profil B.

La connaissance de la géométrie et de l'enracinement en profondeur des décrochements est essentielle à la compréhension de la dynamique actuelle du système armoricaïn. De nombreux résultats obtenus par la tomographie sismique ont en effet montré le contrôle des accidents très anciens sur la structuration des hétérogénéités lithosphériques. Un autre point d'interrogation concerne les nappes de Champtoceaux. Il s'agit là également de connaître la géométrie et l'enracinement en profondeur de cette zone THP.

9.2. L'étude sismologique

En 1997, une campagne de terrain a été réalisée pour étudier les structures profondes sous le Massif Armoricaïn. Le dispositif expérimental consistait en deux profils parallèles, orientés perpendiculairement à la structuration tectonique et aux grands décrochements (Figure n°7). L'extension N-S des profils a permis de calculer un modèle de vitesse depuis la surface jusqu'à 170 km de profondeur. Le modèle initial était constitué d'une couche crustale (0-10 km, 10-30 km) et de trois couches mantelliques (30-70 km, 70-120 km, 120-170 km). La première couche (0-10 km), pour laquelle on affecte un "cône" à chacune des stations afin de minimiser les effets perturbateurs superficiels, n'est pas montrée. Les résultats sont représentés sous la forme de coupes verticales dont l'azimut est aligné avec les profils de stations.

Pour l'ensemble du modèle, le contraste des perturbations de vitesses est de l'ordre de 4 %. C'est une forte amplitude, qui n'est généralement observée que dans des régions où le signal tectonique est important. Les deux résultats principaux qui ressortent sont :

- la présence d'une zone de vitesses élevées dans la région ouest du modèle (Figure n°7, profil A), localisée dans la lithosphère, limitée au sud par le cisaillement Sud-Armoricaïn et se prolongeant au nord à travers le cisaillement Nord-Armoricaïn ; le cisaillement Sud-Armoricaïn semble s'individualiser très profondément avec notamment un pendage sub-vertical. A contrario, le cisaillement Nord-Armoricaïn est moins marqué. Une zone de vitesses élevées avec un pendage sud pourrait représenter l'image d'un processus de subduction lors de la convergence (Figure n°7, profil A). L'intégration actuellement en cours des données des stations permanentes ainsi que celles recueillies lors d'une deuxième campagne de terrain apporteront des contraintes supplémentaires sur l'enracinement de la suture ainsi que sur sa géométrie.

- En profondeur, les structures s'orientent ~N140°E (Judenherc et al., 1998) : un bloc nord est caractérisé par des vitesses faibles, un bloc sud par des vitesses plus élevées. Cette direction n'est pas directement corrélable avec celle des zones de cisaillement. Ceci amène à penser que les structures profondes du Massif Armoricaïn ont "mémorisé" un épisode tectonique d'âge anté-hercynien. Un candidat possible est l'orogène Cadomien. Cela

reste toutefois à confirmer, car l'absence de données dans les zones nord-ouest et sud-est du modèle laissent subsister une incertitude d'environ 25 à 30°.

Par ailleurs, Judenherc et al. (1998) observent une anti-corrélation entre des vitesses sismiques élevées en profondeur (> 100 km) et une anomalie négative de Bouguer. Ce résultat suggère que les contrastes de vitesses sismiques observés ne sont pas directement explicables par une anomalie de température. On peut alors imaginer une différenciation de nature chimique entre des blocs lithosphériques d'origine différente. Les grandes longueurs d'onde de l'anomalie de Bouguer, qui sont représentatives des structures profondes, montrent également une direction privilégiée ~N140°E. Ceci confirme la superposition de différents épisodes tectoniques dans le domaine armoricain. Les premières mesures de l'anisotropie sismique à partir de la biréfringence des ondes SKS et SKKS montrent l'existence d'au moins deux blocs et le rôle majeur du décrochement Sud-Armoricain : alors que dans le domaine sud-Bretagne, la direction rapide s'aligne avec celle de la zone de cisaillement, le schéma est plus compliqué dans les domaines centre et nord Bretagne avec une variation significative de l'azimut du séisme.

CONCLUSION

À l'échelle de la lithosphère, ce sont essentiellement les anciennes zones de fractures héritées des épisodes tectoniques passés qui vont contrôler l'évolution sur de grandes échelles de temps et d'espace. Les signatures de ces anciens accidents sont détectables à partir de la tomographie téléismique et des mesures d'anisotropie. L'enracinement en profondeur des grandes zones de failles est maintenant bien documenté, tout au moins dans des régions affectées ou ayant été affectées par une tectonique de convergence : les grandes failles ou les zones de suture sont lithosphériques. Sans fournir de réponses définitives, l'image tomographique apporte des contraintes aux modèles structuraux du tectonicien car elle procure un "instantané" de l'intérieur de la Terre. Par ailleurs, l'anisotropie sismique va compléter cette image "figée" car elle procure des informations essentielles sur la déformation tectonique et les processus dynamiques dans le manteau supérieur.

À l'échelle de la France, quels sont les principaux résultats obtenus sur le SLA par des études couplées "imagerie structurale-anisotropie" menées à partir des réseaux denses ? Le Fossé Rhénan est un rift passif dont la signature est limitée à la croûte. Le Graben du Rhin semble un phénomène superficiel. L'anisotropie varie localement. La direction rapide est rhénane dans le Fossé Rhénan et sur ses flancs. Dans le Massif de l'Urach, l'anisotropie est modélisée par deux couches superposées : l'une pour laquelle la direction est parallèle à la ceinture hercynienne ; l'autre pour laquelle la direction

est en bon accord avec un modèle de flux asthénosphérique. Dans le Massif Central, l'étude tomographique ainsi que la signature isotopique des magmas émis suggèrent la présence d'un panache mantellique. L'anisotropie est parallèle au Sillon Houiller à l'ouest de celui-ci et orientée ~N100°E à l'est, suggérant une corrélation avec le flux magmatique du panache.

Le résultat le plus significatif pour la Chaîne des Pyrénées concerne la FNP. C'est une suture à l'échelle de toute la lithosphère. Une zone étroite de vitesses faibles, s'étirant du Moho jusqu'à une profondeur de 80 à 100 km, affecte tout le domaine centre-est de la chaîne. Cette structure a été attribuée à des matériaux crustaux qui ont subducté durant le processus de convergence entre les plaques Ibérie et Europe.

Dans le Massif Armoricaire, le cisaillement Sud-Armoricain est l'accident majeur séparant deux blocs lithosphériques. Une anti-corrélation entre des vitesses sismiques élevées et un corps léger suggère la superposition de plusieurs épisodes tectoniques et une différenciation chimique entre deux lithosphères.

De façon évidente, il existe deux sources d'anisotropie sismique dans le manteau supérieur. L'une est localisée dans la lithosphère, et alors l'anisotropie doit être interprétée comme "figée" en ce sens qu'elle ne s'est pas modifiée depuis la mise en place de la fabrique (qui est préservée) ; l'autre est directement liée au mouvement différentiel entre la lithosphère et l'asthénosphère. Dans les domaines anciens non réactivés, l'anisotropie est corrélée avec les structures tectoniques hercyniennes (Massif Armoricaire). A contrario, dans les régions réactivées par une tectonique post-hercynienne (Fossé Rhénan, Pyrénées), ou bien par un événement thermique significatif (Massif Central), la signature anisotrope est clairement corrélée avec la structuration tectonique du dernier événement. Tous ces résultats suggèrent que la déformation a "diffusé" dans toute la structure durant l'orogène hercynien : la fabrique hercynienne a été préservée et peut ainsi avoir une forte influence sur le comportement tectonique de la lithosphère.

Les travaux présentés dans cet article sont basés sur l'interprétation des temps d'arrivée des ondes sismiques. Cette tomographie des temps était une étape nécessaire. Cependant, la densification actuelle des réseaux permanents ainsi que l'installation de stations à grande dynamique et à large bande passante poussent le sismologue vers une exploitation maximale du sismogramme. Ceci demandera des développements théoriques importants dans le futur.

REMERCIEMENTS

Ces études ont été réalisées grâce aux soutiens de l'Institut National des Sciences de l'Univers (INSU-CNRS), du Ministère de l'Education Nationale, de la Recherche et de la Technologie (MENRT), du program-

me GéoFrance 3D, de l'Université de Karlsruhe, des Observatoires Sismologiques français, des différents laboratoires des Sciences de la Terre, et la participation de nombreux géophysiciens et géologues allemands, espagnols et français. Un merci spécial doit être adressé aux techniciens et ingénieurs grâce auxquels les parcs de stations sont maintenant opérationnels.

RÉFÉRENCES

- Achauer, U., and M. Granet, The complexities of continental rifts as revealed by seismic tomography and gravity modelling, in *Irish journal of advanced sciences*, edited by B. Jacobs, Special volume on "Lithospheric structure, evolution and sedimentation in continental rifts", pp. 161-171, 1997.
- Ansel, V., and H.-C. Nataf, Anisotropy beneath 9 stations of the GEOSCOPE broadband network as deduced from shear wave splitting, *Geophys. Res. Lett.*, 16, 409-412, 1989.
- Babuska, V., J. Plomerova, and J. Sileny, Large scale oriented structures in the subcrustal lithosphere of Central Europe, *Ann. Geophys.*, 2, 649-662, 1984.
- Babuska, V., J. Plomerova, and M. Granet, The deep lithosphere in the Alps : a model inferred from P residuals, *Tectonophysics*, 176, 137-165, 1990.
- Babuska, V., J. Plomerova, and J. Sileny, Models of seismic anisotropy in the deep continental lithosphere, *Phys. Earth Planet. Int.*, 78, 167-191, 1993.
- Babuska, V., and M. Cara, *Seismic anisotropy in the Earth*, Kluwer Acad. Publ., Dordrecht, 217 p., 1991.
- Bamford, D., Pn velocity anisotropy in a continental upper mantle, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 49, 29-48, 1977.
- Barruol, G., and A. Souriau, Anisotropy beneath the Pyrenees range from teleseismic shear wave splitting: results from a test experiment, *Geophys. Res. Lett.*, 22, 493-496, 1995.
- Beaumont, C., and G. Quinlan, A geodynamic framework for interpreting crustal-scale seismic-reactivity patterns in compressional orogens, *Geophys. J. Int.*, 116, 754-783, 1994.
- Beghoul, N., and M. Barazangi, Azimuthal anisotropy of velocity in the mantle lid beneath the Basin and Range province, *Nature*, 348, 536-538, 1990.
- Bergerat, F., Le rôle des décrochements dans les liaisons tectoniques entre le Fossé de la Saône et le Fossé Rhénan, *Bull. Soc. géol. Fr.*, 19, 195-199, 1977.
- Boillot, G., and R. Capdevilla, The Pyrenees: Subduction and collision ?, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 35, 151-160, 1977.
- Bitri, A., J.-P. Brun, J. Chantraine, P. Guennoc, G. Marquis, J.-M. Marthelot, J. Perrin, F. Pivot, et C. Truffert, Structure crustale du bloc cadomien de Bretagne Nord (France) : sismique réflexion verticale et sondage magnétotellurique (projet GéoFrance 3D-ARMOR), *C. R. Acad. Sci. Paris*, 325, 171-177, 1997.
- Brun, J.-P., F. Wenzel, and the ECORS-DEKORP team, Crustal scale structure of the southern Rhinegraben from ECORS-DEKORP seismic reflection data, *Geology*, 19, 758-762, 1991.
- Brunet, M. F., The influence of the evolution of the Pyrenees on adjacent basins, *Tectonophysics*, 129, 343-354, 1986.
- Burg, J.-P., J.-P. Brun, et J. Van den Driessche, Le Sillon Houiller du Massif Central français : Faille de transfert pendant l'amin-cissement de la chaîne varisque ? *C. R. Acad. Sci. Paris*, 311, série II, 147-152, 1990.
- Choukroune, P., and M. Mattauer, Tectonique des plaques et Pyrénées : Sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne ; Comparaison avec les modèles actuels, *Bull. Soc. géol. Fr.*, 20, 689-700, 1978.
- Choukroune, P., and ECORS Team, The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt, *Tectonics*, 8, 23-29, 1989.
- Choukroune, P., Tectonic evolution of the Pyrenees, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 20, 143-158, 1992.
- Chéry, J., J.-P. Vilotte, and M. Daignières, Thermomechanical evolution of a thinned continental lithosphere under compression: Implications for the Pyrenees, *J. Geophys. Res.*, 96, 4385-4412, 1991.
- Coisy, P., Structure et chimisme des péridotites en enclaves dans les basaltes du Massif Central. Modèles géodynamiques du manteau supérieur, Thèse 3^e cycle, Université de Nantes, Nantes, 1977.
- Daignières, M., J. Gallart, and E. Banda, Lateral variation of the crust in the North-Pyrenean Zone, *Ann. Géophys.*, 37, 435-456, 1981.
- Daignières, M., J. Gallart, E. Banda, and A. Hirn, Implications of the seismic structure for the orogenic evolution of the Pyrenees range, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 57, 88-100, 1982.
- Daignières, M., B. de Cabissole, J. Gallart, A. Hirn, E. Surinach, and M. Torné, Geophysical constraints on the deep structure along the ECORS Pyrenees line, *Tectonics*, 8, 1051-1058, 1989.
- Daignières, M., M. Séguret, M. Specht, and ECORS Team, The Arzacq-Western Pyrenees ECORS deep seismic profile, *Publ. Eur. Assoc. Pet. Geol., Mem.* 4, 199-208, 1994.
- Delouis, B., H. Haessler, A. Cisternas, and L. Rivera, Stress tensor determination in France and neighbouring regions, *Tectonophysics*, 221, 413-437, 1993.
- Dohr, G., Reflexionsseismische Messungen im Oberrheingraben mit digitaler Aufzeichnungstechnik und Bearbeitung, in *Graben Problems*, edited by J. H. Illies and St. Mueller, Schweizerbart, Stuttgart, pp. 207-218, 1970.
- Enderle, U., J. Mechie, S. Sobolev, and K. Fuchs, Seismic anisotropy within the uppermost mantle of southern Germany, *Geophys. J. Int.*, 125, 747-767, 1996.
- Farra, V., Etude de l'anisotropie sismique du manteau supérieur, in *Comité National Français de Géodésie et de Géophysique, Rapport Quadriennal 1991-1994*, édité by M. Munsch, D. Sauter et R. Schlich, pp. 59-66, 1995.
- Froidevaux, C., R. Brousse, and H. Bellon, Hot spot in France ? *Nature*, 248, 749-751, 1974.
- Fuchs, K., K. P. Bonjer, D. Gajewski, E. Lüschen, C. Prodehl, K. J. Sandmeier, F. Wenzel, and H. Wilhelm, Crustal evolution of the Rhinegraben area. 1. Exploring the lowest crust in the Rhinegraben rift by unified geophysical experiments, *Tectonophysics*, 141, 261-275, 1987.
- Fukao, Y., Evidence for Core-reflected Shear Waves for Anisotropy in the Earth's Mantle, *Nature*, 309, 695-698, 1984

- Gajewski, D., Compressional- and shear-wave velocity models of the Schwarzwald derived from seismic refraction data, in *The German Continental Deep Drilling Program (KTB) - site selection studies in the Oberpfalz and Schwarzwald*, edited by R. Emmermann and J. Wohlenberg, pp. 363-383, Springer, Berlin-Heidelberg, 1989.
- Gallart, J., M. Daignières, E. Banda, E. Surinach, and A. Hirn, The Eastern Pyrenean domain: Lateral variations at crust-mantle level, *Ann. Géophys.*, 36, 141-158, 1980.
- Gallart, J., E. Banda, and M. Daignières, Crustal structure of the Paleozoic Axial Zone of the Pyrenees and transition to the North Pyrenean Zone, *Ann. Géophys.*, 37, 457-480, 1981.
- Glahn, A., M. Granet, and the Rhine Graben Teleseismic Group, Rhine Graben: small-wavelength tomographic study and implications for the dynamic evolution of the graben, *Geophys. J. Int.*, 113, 399-418, 1993.
- Goetze, H. J., and B. Lahmeyer, Application of three-dimensional interactive modeling in gravity and magnetics, *Geophysics*, 53, 1096-1108, 1988.
- Granet, M., A teleseismic study of the Upper Rhinegraben area: array mislocation diagram and 3-D inversion, *J. Geophys.*, 59, 119-128, 1986.
- Granet, M., and J. Trampert, Large-scale P-velocity structures in the Euro-Mediterranean area, *Geophys. J. Int.*, 99, 583-594, 1988.
- Granet, M., G. Stoll, J. Dorel, U. Achauer, G. Poupinet, and K. Fuchs, Massif Central (France): new constraints on the geodynamical evolution from teleseismic tomography, *Geophys. J. Int.*, 121, 33-48, 1995a.
- Granet, M., M. Wilson, and U. Achauer, Imaging a mantle plume beneath the French Massif Central, *Earth and Planetary Science Letters*, 136, 281-296, 1995b.
- Granet, M., A. Glahn, and U. Achauer, Anisotropic Measurements in the Rhinegraben Area and the French Massif Central: Geodynamic Implications, *PAGEOPH*, 151, 2-4, 333-364, 1998.
- Grandjean, J., Mise en évidence des structures crustales dans une portion de chaîne et de leur relation avec les bassins sédimentaires ; application aux Pyrénées occidentales au travers du projet ECORS Arzacq-Pyrénées, Thèse, Univ. Montpellier, France, 1992.
- Grésillaud, A., and M. Cara, Anisotropy and P-wave tomography: a new approach for inverting teleseismic data from a dense array of stations, *Geophys. J. Int.*, 126, 77-91, 1996.
- Gripp, A. E., and R. G. Gordon, Current Plate Velocities relative to the Hotspots Incorporating the NUVEL-1 Global Plate Motion Model, *Geophys. Res. Lett.*, 17, 1109-1112, 1990.
- Gutscher, M.-A., Crustal structure and dynamics in the Rhine Graben and the Alpine foreland, *J. Geophys. Int.*, 122, 617-636, 1993.
- Hearn, T. M., Anisotropic Pn tomography in the western United States, *J. Geophys. Res.*, 101, 8403-8414, 1996.
- Hess, H., Seismic anisotropy of the uppermost mantle under oceans, *Nature*, 203, 629-631, 1964.
- Hirahara, K., Detection of three-dimensional velocity anisotropy, *Phys. Earth Planet. Int.*, 51, 71-85, 1988.
- Hirn, A., M. Daignières, J. Gallart, and M. Vadell, Explosion seismic sounding of throws and dips in the continental Moho, *Geophys. Res. Lett.*, 7, 263-266, 1980.
- Hirn, A., G. Poupinet, G. Wittlinger, J. Gallart, and F. Thouvenot, Teleseismic prospecting of lithospheric contrasts beneath the Pyrenees and Alps, *Nature*, 308, 531-533, 1984.
- Jackson, I., M. S. Patterson, and J. D. Fitzgerald, Seismic wave dispersion and attenuation in Aheim dunite: an experimental study, *Geophys. J. Int.*, 108, 517-534, 1992.
- Judenherc, S., M. Granet, G. Poupinet, U. Achauer, and A. Mocquet, Imaging the Hercynian Suture in the French Massif Armorican, *Eos Trans. AGU*, 79(45), Fall Meet. Suppl., F592, 1998.
- Judenherc, S., M. Granet, and N. Boumbar, 2D anisotropic tomography of lithosphere beneath France using regional arrival times, *J. Geophys. Res.*, soumis.
- Kahle, H. G., and D. Werner, A geophysical study of the Rhinegraben-II. Gravity anomalies and geothermal implications, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 62, 631-647, 1980.
- Karato, S., Importance of anelasticity in the interpretation of seismic tomography, *Geophys. Res. Lett.*, 20, 1623-1626, 1993.
- Keller, J., Primary olivine nephelinitic magmas in the Rhinegraben riftvalley volcanism (Central Europe), Abstract presented at the Int. Geodynamics Conf. " Magma Genesis ", Tokyo, pp. 270-271, 1978.
- Kind, R., G. L. Kosarev, L. I. Makeyeva, and L. P. Vinik, Observations of laterally inhomogeneous anisotropy in the continental lithosphere, *Nature*, 318, 358-361, 1985.
- Koch, M., Simultaneous inversion for 3-D crustal structure and hypocentres including direct, refracted and reflected phases - III. Application to the southern Rhine Graben seismic region, Germany, *Geophys. J. Int.*, 112, 429-447, 1993.
- Kumazawa, M., and D. L. Anderson, Elastic moduli, pressure derivatives and temperature derivatives of single-crystal olivine and single-crystal forsterite, *J. Geophys. Res.*, 74, 5961-5972, 1969.
- Laubscher, M., Die tektonische Entwicklung der Nordschweiz, *Eclogae geol. Helv.*, 80, 287-303, 1987.
- Lucazeau, F., G. Vasseur, and R. Bayer, Interpretation of heat flow data in the French Massif Central, *Tectonophysics*, 103, 99-119, 1984.
- Lüschen, E., F. Wenzel, K. J. Sandmeier, D. Menges, Th. Rühl, M. Stiller, W. Janoth, F. Keller, W. Söllner, R. Thomas, A. Krohe, R. Stenger, K. Fuchs, H. Wilhelm, and G. Eisbacher, Near-vertical and wide-angle seismic surveys in the Schwarzwald, in *The German Continental Deep Drilling Program (KTB) - site selection studies in the Oberpfalz and Schwarzwald*, edited by R. Emmermann and J. Wohlenberg, pp. 297-362, Springer, Berlin-Heidelberg, 1989.
- Masson, F., and J. Trampert, On ACH or how reliable is regional teleseismic delay time tomography, *Phys. Earth Planet. Int.*, 102, 21-32, 1997.
- Mälzer, H., Recent kinematics in central Europe, in *Proceedings of the Third Workshop on the European Geotraverse (EGT) project-the central segment*, edited by R. Freeman, St. Mueller, and P. Giese, Europ. Science Foundation, 249-254, 1986.

- Mattauer, M., Les traits structuraux essentiels de la chaîne pyrénéenne, *Rev. Géogr. Phys. géol. Dyn.*, 10(1), 3-12, 1968.
- Mattauer, M., Présentation d'un modèle lithosphérique de la chaîne des Pyrénées, *C. R. Acad. Sci. Paris, Sér. II*, 300, 71-73, 1985.
- Matte, P., and A. Hirn, Seismic signature and tectonic cross section of the Variscan belt in Western France, *Tectonics*, 72, 141-155, 1988.
- Minster, J.-B., and T. H. Jordan, Present-day Plate Motions, *J. Geophys. Res.*, 83, 5331-5352, 1978.
- Mueller, St., E. Peterschmitt, K. Fuchs, D. Emter, and J. Ansonge, Crustal structure of the Rhinegraben area. in *The structure of the earth's crust based on seismic data*, editor St. Mueller, *Tectonophysics*, 20, 381-392, 1973.
- Montagner, J.-P., Seismic anisotropy of the Pacific Ocean inferred from long-period surface waves dispersion, *Phys. Earth. Planet. Int.*, 38, 28-50, 1985.
- Montagner, J.-P., and T. Tanimoto, Global upper mantle tomography of seismic velocities and anisotropies, *J. Geophys. Res.*, 96, 20337-20351, 1991.
- Nicolas, A., F. Lucazeau, and R. Bayer, Peridotite xenoliths in Massif Central basalts, France: textural and geological evidence for asthenospheric diapirism, in *Mantle Xenoliths*, editor P. H. Nixon, pp. 563-574, Wiley, Chichester, 1987.
- Panza, C. F., St. Mueller, and G. Calganile, The gross features of the lithosphere-asthenosphere system in Europe from seismic surface waves and body waves, *PAGEOPH*, 118, 1200-1213, 1980.
- Passier, M.L., and R. K. Snieder, Correlation between shear wave upper mantle structure and tectonic surface expressions: application to central and southern Germany, *J. Geophys. Res.*, 101, 25293-25304, 1996.
- Perrier, G., and J.-C. Ruegg, Structure profonde du Massif Central Français, *Ann. Geophys.*, 29, 435-502, 1973.
- Plenefisch, T., and K. P. Bonjer, The stress field in the Rhine Graben area inferred from earthquake focal mechanisms and estimation of frictional parameters. *Tectonophysics*, 275, 71-97, 1997.
- Plomerova, J., J. Sileny, and V. Babuska, Joint interpretation of Upper Mantle Anisotropy Based on Teleseismic P Travel-time Delays and 3-D Inversion of Shear-wave Splitting Parameters, *Phys. Earth. Planet. Inter.*, 95, 293-309, 1996.
- Plomerova, J., V. Babuska, J. Sileny, and J. Horalek, Seismic Anisotropy and Velocity Variations in the Mantle beneath the Saxothuringicum-Moldanubicum Contact in Central Europe, *PAGEOPH*, 151, 365-394, 1998.
- Poupinet, G., A. Souriau, M. Vadell, and J.-D. Njike-Kassala, Constraints on the lithospheric structure beneath the North Pyrenean Fault from teleseismic observations, *Geology*, 20, 157-160, 1992.
- Prodehl, C., St. Mueller, A. Glahn, M. Gutscher, and V. Haak, Lithospheric cross sections of the European Cenozoic Rift System (ECRIS), in *Geodynamics of Rifting*, editor P. A. Ziegler, *Tectonophysics*, 208, 113-138, 1992.
- Reitmayr, G., An anomaly of the upper mantle below the Rhinegraben, studied by the inductive response of natural electromagnetic fields, *J. Geophys.*, 41, 651-658, 1975.
- Rousset, D., Structure et isostasie du Fossé Rhénan (segment méridional) : Champ de pesanteur et sismique réflexion en écoute longue ECORS-DEKORP, Thèse, Université de Montpellier, 1992.
- Savage, M. K., and P. G. Silver, Mantle Deformation and Tectonics: Constraints from Seismic Anisotropy in the Western United States, *Phys. Earth Planet. Int.*, 78, 207-227, 1993.
- Séguret, M., and M. Daignières, Crustal scale balanced cross-sections of the Pyrenees, discussion, *Tectonophysics*, 129, 303-318, 1986.
- Sileny, J., and J. Plomerova, 3-D inversion of Shear-Wave Splitting Parameters to Retrieve Anisotropy of Continental Lithosphere, *Phys. Earth Planet. Int.*, 95, 277-292, 1996.
- Silver, P. G., and W. W. Chan, Implications for Continental Structure and Evolution from Seismic Anisotropy, *Nature*, 335, 34-39, 1988.
- Silver, P. G., Seismic Anisotropy beneath the Continents : Probing the Depths of Geology, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 24, 385-432, 1996.
- Snieder, R., Large-scale waveform inversions of surface waves for lateral heterogeneity: 2. Application to surface waves in Europe and the Mediterranean, *J. Geophys. Res.*, 93, 12067-12080, 1998.
- Sobolev, S. V., A. Yu. Babeyko, U. Christensen, and M. Granet, Temperature and dynamics of the Upper Mantle beneath the French Massif Central, in *Upper Mantle Heterogeneities from Active and Passive Seismology*, edited by K. Fuchs, Kluwer Academic Publishers, pp. 269-275, 1997a.
- Sobolev, S. V., H. Zeyen, M. Granet, U. Achauer, C. Bauer, F. Werling, R. Altherr, and K. Fuchs, Upper mantle temperatures and lithosphere-asthenosphere system beneath the French Massif Central constrained by seismic, gravity, petrologic and thermal observations, *Tectonophysics*, 275, 143-164, 1997b.
- Sobolev, S. V., A. Grésillaud, and M. Cara, How robust is isotropic delay time tomography for anisotropic mantle? *Geophys. Res. Lett.*, 1999 (in press).
- Souriau, A., Structure profonde sous la France, obtenue à partir des ondes de surface, *Bull. Soc. géol. France*, 18, 1035-1093, 1976.
- Souriau, A., Le manteau supérieur sous la France, *Bull. Soc. géol. France*, 23, 65-82, 1981.
- Souriau, A., and J.-D. Njike Kassala, Anisotropy beneath the North Pyrenean fault, *Phys. Earth Planet. Int.*, 78, 239-244, 1993.
- Souriau, A., and M. Granet., A tomographic study of the lithosphere beneath the Pyrenees from local and teleseismic data, *J. Geophys. Res.*, 100, 18117-18134, 1995.
- Spakman, W., S. Van der Lee, and R. Van der Hilst, R., Travelttime tomography of the European-Mediterranean mantle down to 1400, *Phys. Earth. Planet. Inter.*, 79, 3-74, 1993.
- Truffert, C., F. Asfirane, C. Cauvin, A. Chauvin, G. Dubuisson, J. B. Edel, et A. Galdeano, Contribution du levé aéromagnétique ARMOR à la reconnaissance du domaine cadomien de Bretagne nord, XVI ème Réunion des Sciences de la Terre, Orléans, 10-12 avril 1996, *Soc. Géol. Fr. édit.*, Paris, p. 44, 1996.

- Vaucher, A., and A. Nicolas, Mountain building: strike parallel motion and mantle anisotropy, *Tectonophysics*, 185, 183-201, 1991.
- Vergnes, J., Un outil de tomographie téléismique robuste très utilisé et critiqué : la méthode ACH. Analyse critique et améliorations, D.E.A., Université Louis Pasteur, Strasbourg, 1998.
- Villemin, T., F. Alvarez, and J. Angelier, The Rhinegraben: extension, subsidence and shoulder uplift. *Tectonophysics*, 128, 47-50, 1986.
- Villemin, T., and B. Coletta, Subsidence in the Rhine Graben: a new compilation of borehole data, in *Symposium on Rhine-Rhone rift system ; ICL-WG3 Symposium, 23-24 March 1990*, Abstracts, Geol. Inst. Univ. Basel, 1990.
- Vinnik, L. P., G. L. Kosarev, and L. I. Makeyeva, Azimuthal anisotropy of the lithosphere from observations of long period converted waves, in *Structure and Dynamics of the Lithosphere According to Seismic Data*, editor I. L. Nercesov, Nauka, Moscow, 221 pp. (in Russian), 1988.
- Vinnik, L. P., L. I. Makeyeva, A. Milev, and Y. Usenko, Global patterns of Azimuthal Anisotropy and Deformation in the Continental Mantle, *Geophys. J. Int.*, 111, 433-447, 1992.
- Wenzel, F., J.-P. Brun, and the ECORS-DEKORP Working Group, A deep reflection seismic line across the northern Rhine Graben, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 104, 140-150, 1991.
- Werner, D., and H. G. Kahle, A geophysical study of the Rhinegraben, I. Kinematics and geothermics. *Geophys. J. R. astron. Soc.*, 62, 617-630, 1980.
- Williams, G. D., and M. W. Fischer, A balanced section across the Pyrenean orogenic belt, *Tectonics*, 3, 773-780, 1984.
- Wilson, M., and H. Downes, Tertiary-Quaternary extension-related alkaline magmatism in Western and Central Europe, *J. Petrol.*, 32, 811-849, 1991.
- Wilson, M., and H. Downes, Mafic alkaline magmatism in the European Cenozoic rift system, in *Geodynamics of Rifting, Volume I. Case History Studies on Rifts: Europe and Asia*, editor P. A. Ziegler, *Tectonophysics*, 208, 173-182.
- Yanovskaya, T. B., G. Panza, G. F. Ditmar, P. D. Suhadolc, and St. Mueller, Structural Heterogeneity and Anisotropy Based on 2-D Phase Velocity Patterns of Rayleigh Waves in Western Europe, *Rend. Fis. Acc. Lincei*, 9, 127-135, 1990.
- Zeyen, H., O. Novak, M. Landes, A. Hirn, K. Fuchs, and C. Prodehl, Refraction Seismic Investigation of the Northern French Massif Central (France), *Tectonophysics*, 275, 99-117, 1997.

PRINCIPALES PUBLICATIONS DES MEMBRES DE LA SECTION II - 1995-1998

MAJOR PUBLICATIONS OF SECTION II MEMBERS

- Abalos B. and Dias J., 1995. Correlation between seismic anisotropy and major geological structure in SW Iberia: a case study on continental lithospheric deformation. *Tectonics*, 14, 1021-140.
- Amorese D., J.-R. Grasso, L.M. Plotnikova, B. Nurtaev and R. Bossu. Rupture kinematics of the three Gazli major earthquakes from vertical and horizontal displacements. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 85, 552-559, 1995.
- Amorese D. and J.-R. Grasso. Rupture planes of the Gazli earthquakes deduced from local stress tensor calculation and geodetic data inversion: geotectonic implications. *J. Geophys. Res.*, 101, 11263-11274, 1996.
- Andraut D., M.A. Bouhifd, J.P. Itié, P. Richet, 1995. Compression and amorphisation of (Fe,Mg)₂SiO₄ olivines, an X-ray diffraction study up to 70 GPa. *Phys. Chem. Minerals*, 22, 99-107.
- Andraut D., J. Peyronneau, F. Farges, J.P. Itié, 1995. High pressure and high temperature XAFS study of germanates, Fourfold versus sixfold coordination changes. *Physica B*, 208 & 209, 327-329.
- Andraut D., J.P. Itié, F. Farges, 1996. High temperature structural study of germanate perovskites and pyroxenoids. *Am. Mineral.*, 81, 822-832.
- Andraut D., G. Fiquet, J. Peyronneau, J.P. Itié, P. Richet, P. Gillet, 1996. Thermal pressure in a laser-heated DAC, Investigations using Mg₂SiO₄ phase diagram or MgO as a pressure standard. *Proc. of 3rd NIRIM-ISAM196*, 297-302.
- Andraut D., G. Fiquet, M. Kunz, F. Visocekas, D. Häusermann, 1997. The orthorhombic structure of iron, An in-situ High-T/High-P structure solution and refinement. *Science*, 278, 831-834.
- Andraut D., G. Fiquet, F. Guyot, M. Hanfland, 1998. Pressure-induced Landau-type transition in stishovite. *Science*, 23, 720-724.
- Andraut D., D. Neuville, A.-M. Flank, Y. Wang, 1998. Cation coordination sites in Al-MgSiO₃ perovskite. *Am. Mineral.*, 83, 1045-1053.
- Andraut D., G. Fiquet, J.P. Itié, P. Richet, P. Gillet, D. Häusermann, M. Hanfland, 1998. Pressure in a laser-heated diamond-anvil cell, Implications for the study of Earth's interior. *Eur. J. Mineral.*, 10, 931-940.
- Andraut D., G. Fiquet, M. Kunz, F. Visocekas, D. Häusermann, 1998. Technical comment, Structure of β -iron at high T and P, *Science*, 281, 11.
- Armijo R., B. Meyer, G.C.P. King, A. Rigo and D. Papanastassiou, 1996. Quaternary Evolution of the Corinth Rift and its Implications for the Late Cenozoic Evolution of the Aegean, *Geophys. J. Int.*, 126, 11-53.
- Auzende J.M., Hey, R.N., Pelletier, B., Rouland, D., Lafoy, Y., Gracia, E., Huchon, P. 1995. Propagating rift west of the Fiji Archipelago North Fiji Basin, SW Pacific, *J. Geophys. Res.*, 100 (B9), 17823-17835.
- Avedik F., Nicolitch R., Hirn A., Maltezos F., Mc Bride J., Cernobori L., SREAMERS/PROFILE GROUP, 1995. Appraisal of a new high-energy, low frequency seismic pulse generating method on a deep seismic reflection profile in the Central Mediterranean Sea. *First Break*, 13, 277-290.
- Avedik, F., Hirn A., Renard V., Nicolitch R., Olivet J.L., Sachpazi M., 1996. Single-bubble marine source offers new perspectives for lithospheric exploration. *Tectonophysics*, 267, 57-71.
- Babuska V., Montagner J.P., Plomerova J., Girardin N., 1998. Age-dependent large-scale fabric of the mantle lithosphere as derived from surface-wave velocity anisotropy. *Pageoph.*, 151, 257-280.
- Baker C., Hatzfeld D., Lyon-Caen H., Papadimitriou E., Rigo A., 1997. Earthquake mechanisms of the Adriatic Sea and Western Greece: implications for the oceanic subduction-continental collision transition. *Geophys. J. Int.*, 131, 559-594.
- Bano M., 1996. Constant dielectric losses of ground penetrating radar waves. *Geophys. J. Int.*, 124, 279-288.
- Bano M., 1996. Q-phase compensation of seismic records in the frequency-domain. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 86, 1179-1186.
- Bano M., 1996. Modelling and inverse Q imaging of ground penetrating radar waves in 1 and 2D. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 3123-3126.
- Barker J.S., M. Campillo, F.J. Sanchez-Sesma, D. Jongmans and S.K. Singh. Analysis of wave propagation in the valley of Mexico from a dense array of seismometers. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 1667-1680, 1996.
- Barnes C., Charara M., Tarantola A., 1996. Geological information and the inversion of seismic data. *Earth Sciences*, 63, 113-121.
- Barrier E., Velasquillo-Martinez L., Chavez M., Gaulon R., 1998. Neotectonic evolution of the isthmus of Tehuantepec (southeastern Mexico). *Tectonophysics*, 287, 77-96.
- Barruol, G. and Souriau, A., 1995. Anisotropy beneath the Pyrenees range from teleseismic shear wave splitting, *Geophys. Res. Lett.*, 22, 493-496.
- Baud P., Reuschlé T. and Charlez P., 1996. An improved wing crack model for the deformation and failure of rock in compression. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 33, 539-542.
- Baud P. and Reuschlé T., 1998. A theoretical approach to the propagation of interacting cracks. *Geophys. J. Int.*, 130, 460-468.
- Beauduin, R., Lognonné P., Montagner J.P., Cacho S., Karczewski J.F., Morand M., 1996. The effects of the atmospheric pressure changes on seismic signals or how to improve the quality of a station. *Bull. Soc. Seism. Am.*, 86, 6, 1760-1769.

- Beauduin, R., Montagner J.P., Karczewski J.F., 1996. Time evolution of broadband seismic noise during the French pilot experiment OFM/SISMOBS. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 21, 2995-2998.
- Beck F., Schott J-J. and Westphal M., 1996. Construction d'une courbe de dérive apparente du pôle (CDAP) synthétique pour l'Australie et l'Antarctique, *C. R. Acad. Sci.*, 323, 25-31.
- Bernabé Y., 1996. Self-organized fluid flow through heterogeneous networks. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 3039-3042.
- Bernabé Y., 1997. The frequency dependence of harmonic fluid flow through networks of cracks and pores. *Pageoph.*, 149, 489-506.
- Bernabé Y. and Bruderer C., 1998. The effect of the variance of the pore size distribution on permeability. *J. Geophys. Res.*, 103, 513-525.
- Bernard P., Briole P., Meyer B., Lyon-Caen H., Gomez-Gonzalez JM., Tiberi C., Berge C., Cattin R., Hatzfeld D., Lachet C., Lebrun B., Deschamps A., Courboux F., Larroque C., Rigo A., Massonnet D., Papadimitriou P., Kassaras J., Diagourtas D., Makropoulos K., Veis G., 1997. The Ms=6.2, June 15, 1995 Aigion earthquake (Greece): Evidence for low normal faulting in the Corinth rift. *J. Seismo.*, 1, 131-150.
- Bernard P., Herrero A., Berge C., 1996. Modeling directivity of heterogeneous earthquake ruptures. *Bull. Soc. Seism. Am.*, 86, 4, 1149-1160.
- Bernard P., Chouliaras G., Tzanis A., Briole P., Bouin M.P., Tellez J., Stavrakakis G., Makropoulos K., 1997. Seismic and electrical anisotropy in the Mornos delta, Gulf of Corinth, Greece, and its relationship with GPS strain measurements. *Geophys. Res. Lett.*, 24, 2227-2230.
- Bernard P., Gariel J., Dorbath L., 1997. Fault location and rupture kinematic of the magnitude 6.8, 1992 Erzincan earthquake, Turkey, from strong ground motion and regional records. *Bull. Soc. Seism. Am.*, 87, 1230-1243.
- Bernard P., Pinettes P., Hatzidimitriou P.M., Scordilis E.M., Veis G., MILAS P., 1997. From precursors to prediction: a few recent cases from Greece. *J. Geophys. Res.*, 102, 467-477.
- Berge C., Gariel J.C., Bernard P., 1998. A very broad-band stochastic source model used for near source strong motion prediction. *Geophys. Res. Lett.*, 25, 7, 1063-1066.
- Berge C., Herrero A., Bernard P., Bour M., Dominique P., 1998. The spectral source model: a tool for deterministic and probabilistic seismic-hazard assessment. *Earthquake Spectra*, 14, 1, 35-57.
- Bezzeghoud M., Dimitrov D., Ruegg J.C., Lamali K., 1995. Faulting mechanism of the El Asnam 1954 and 1980 earthquakes from modelling of vertical movement. *Tectonophysics*, 249, 249-266.
- Bilham R., K. Larson and Project Idylhim Members (dont J-F. Gamond, J.-P. Glot et J. Martinod). GPS measurement of present-day convergence across the Nepal Himalaya. *Nature*, 386, 61-64, 1997.
- Billebaud F., Drossard P., Vauglin I., Merlin P., Sibille F., Lognonné P., Lellouche E., Mosser B., 1995. 10 micron mapping of Jupiter on the CFHT after the impacts of comet P/Shoemaker-Levy 9. *Geophys. Res. Lett.*, 22, 1777-1780.
- Bitri A., Brun J.P., Chantraine J., Guennoc P., Marquis, G., Marthelot J-M., Perrin J., Pivot F. and Truffert C., 1997. Structure crustale du bloc cadomien de Bretagne Nord (France) : sismique réflexion et sondage magnétotellurique (projet GéoFrance 3D-Armor). *C. R. Acad. Sci.*, 325, 171-177.
- Bosch M., 1997. P wave velocity tomography of the venezuelan region from local arrival times. *J. Geophys. Res.*, 102, B3, 5455-5472.
- Bossu R. and J.R. Grasso. Stress analysis in the intraplate area of Gazli (Uzbekistan), from different sets of earthquake focal mechanisms. *J. Geophys. Res.*, 101: 17645-17659, 1996.
- Bossu R., J.-R. Grasso, L.M. Plotnikova, B. Nurtaev, J. Fréchet and M. Moisy. Complexity of intracontinental seismic faultings: the Gazli, Uzbekistan, sequence. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86: 959-971, 1996.
- Bouchon M., C.A. Schultz and M.N. Toksöz. A fast implementation of boundary integral equation methods to calculate the propagation of seismic waves in laterally-varying layered media. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 85: 1679-1687, 1995.
- Bouchon M. The discrete wavenumber formulation of boundary integral equation and boundary element methods: a review with applications to the simulation of seismic wave propagation in complex geological structures. *Pageoph.*, 148: 3-20, 1996.
- Bouchon M. and J.S. Barker. Seismic response of a hill: the example of Tarzana, California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86: 66-72, 1996.
- Bouchon M., C.A. Schultz and M.N. Toksöz. Effect of 3D topography on seismic motion. *J. Geophys. Res.*, 101: 5835-5846, 1996.
- Bouchon M. The state of stress on some faults of the San Andreas system as inferred from near-field strong motion data. *J. Geophys. Res.*, 102: 11731-11744, 1997.
- Bouchon M. and D. Streiff. Propagation of a shear crack on a non-planar fault: A method of calculation. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 87: 61-66, 1997.
- Bouhifd M.A., D. Andrault, G. Fiquet, P. Richet, 1996. Thermal expansion of forsterite up to melting point. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 1143-1146.
- Bouin M.P., Tellez J., Bernard P., 1995. Seismic anisotropy around the Gulf of Corinth (Greece) deduced from the three-component seismograms of local earthquakes and its relationship with crustal strain. *J. Geophys. Res.*, 101, 5797-5811.
- Bouin M.P., Tellez J., Bernard P., 1996. Seismic anisotropy around the Gulf of Corinth (Greece) deduced from the three-component seismograms of local earthquakes and its relationship with crustal strain. *J. Geophys. Res.*, 101, 5797-5811.
- Bour M., Cara M., 1997. Test of a simple empirical Green's function method on moderate-sized earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 87, n°3, 668-683.
- Bour M., Fouissac D., Dominique P., Martin C., 1998. On the use of microtremor recordings in seismic microzonation, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 17, n°7-8, pp 465-474.
- Bour M., Dominique P., Blès J.L., Godefroy P., Martin C., Terrier M., 1998. Seismic zonation of metropolitan France (part 2) for the application of earthquake-resistant building regulations to critical facilities, *J. of Seismology*.

- Briole P., Massonnet D., Delacourt C., 1997. Post-eruptive deformation associated with the 1986-87 and 1989 lava flows of Etna detected by radar interferometry. *Geophys. Res. Lett.*, 24, 1, 37-40.
- Brito D., P. Cardin, H.-C. Nataf and G. Marolleau. Experimental study of a geostrophic vortex of gallium in a transverse magnetic field. *Phys. Earth Planet. Int.*, 91: 77-98, 1995.
- Brito D., P. Cardin, H.-C. Nataf and P. Olson. Experiments on Joule heating and the dissipation of energy in the Earth's core. *Geophys. J. Int.*, 127: 339-347, 1996.
- Bunge H-P., Richards M. A., Baumgardner J.R., 1996. The effect of depth dependent viscosity on the planform of mantle convection. *Nature*, 379, 436-438.
- Bunge H-P. and Richards M. A., 1996. The origin of long-wavelength structure in mantle convection: effects of plate motions and viscosity stratification. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 2987-2990.
- Campillo M., I. Ionescu, J.C. Paumier and Y. Renard. On the dynamic sliding with friction of a rigid block and of an infinite slab. *Phys. Earth Planet. Int.*, 96: 15-23, 1996.
- Campillo, M., S.K. Singh, N. Shapiro J. Pacheco and R.B. Herrmann. Crustal structure south of Mexican volcanic belt based on group velocity dispersion. *Geofisica Int.*, 35: 361-370, 1996.
- Campillo M. and I. Ionescu. Initiation of antiplane shear instability under slip dependent friction. *J. Geophys. Res.*, 102: 20363-20371, 1997.
- Campos J., Madariaga R., Scholz C., 1996. Faulting process of the August 8, 1993 Guam earthquake: a trust event in an otherwise weakly coupled subduction zone. *J. Geophys. Res.*, 101, B8, 17581-17596.
- Cannat M., Chatin F., Whitechurch H. and Ceuleneer G., 1997. A suite of variably fractionated magmas trapped in the upper mantle at the Mid-Atlantic Ridge. In: Cannat M., Karson et al., Proc. ODP, Sci. Results, Leg 153.
- Cara M., Bour M., 1995, An analytical solution of the elastodynamic equations along the axis of a circular fault, *Geophys. J. Int.*, 123, 373-390.
- Cardin P. and P. Olson. The influence of the toroidal field on thermal convection in the core. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 132: 167-181, 1995.
- Cattin R., Lyon-Caen H., Chery J., 1997. Quantification of interplate coupling in subduction zones and forearc topography. *Geophys. Res. Lett.*, 24, 13, 1563-1566.
- Cayol V., Cornet F., 1997. 3D mixed boundary elements for elastostatic deformation field analysis. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 34, 2, 275-287.
- Cayol V., Cornet F., 1998. Effects of topography and the interpretation of deformation field of prominent volcanoes - Application to Etna. *Geophys. Res. Lett.*, 25, 11, 1979-1982.
- Cayol V., Cornet F., 1998. Three-dimensional modeling of the 1983-1984 eruption at Piton de la Fournaise volcano, Réunion island, *J. Geophys. Res.*, 103, B8, 18025-18037.
- Cernobori L., Hirn A., Nicolitch R., Mc Bride J., Petronio L., Romanelli M., STREAMERS/PROFILE GROUP, 1996. Crustal image of the Ionian Basin and its Calabrian margins. *Tectonophysics*, 264, 175-189.
- Chaljub E, Tarantola A., 1997. Sensitivity of SS precursors topography on the upper-mantle 660-km discontinuity. *Geophys. Res. Lett.*, 24, 21, 2613-2616.
- Charara M., Tarantola A, 1996. Boundary conditions and the source term for the one-way acoustic depth exploration. *Geophysics*, 61, 244-252.
- Charvis, P., Recq, M., Operto, S., Brefort D., 1995. Deep structure of the northern Kerguelen Plateau and hotspot-related activity. *Geophys. Res. Lett.*, 122, 899-924.
- Chàvez-Garcia F.J. and P.-Y. Bard. Reply to «Comment on two articles on gravity waves by Chàvez-Garcia and Bard (1993a,b)». *Bull. Seism. Soc. am.*, 85: 1272-1274, 1995.
- Chàvez-Garcia F.J., L.R. Sanchez and D. Hatzfeld. Topographic site effects. A successful comparison between observations and theory. *Bull. Seism. Soc. am.*, 86: 1559-1573, 1996.
- Chàvez-Garcia F.J., M. Rodriguez, E.H. Field and D. Hatzfeld. Topographic site effects. A Comparison of Two Nonreference Methods. *Bull. Seism. Soc. am.*, 87: 1667-1673, 1997.
- Chéry J., C. Vigny, B. Meyer, G. Ferhat, M. Anzidei, R. Bayer, L. Boloh, A. Deschamps, K. Feigl, J.-F. Gamond, A. Geiger, F. Jouanne, M. Kasser, M. Lepape, J. Martinod, G. Ménard, J.-C. Ruegg, J.-M. Scheubel and J.-J. Walch. Global positioning system network monitors the Western Alps. *EOS*, 76: 1995.
- Chevrot S., Cansi Y., 1996. Source spectra and site-reponse estimates using the coda of Lg waves in western Europe. *J. Geophys. Res.*, 23, 13, 1605-1608.
- Chevrot S., Montagner J.P., Snieder R., 1998. The spectrum of tomographic earth models. *Geophys. J. Int.*, 133, 783-788.
- Cisternas, A. and Philip, H., 1997. Seismotectonics of the Mediterranean Region and the Caucasus. In: Historical and Prehistorical Earthquakes in the Caucasus, eds. D. Giardini and S. Balassanian, NATO ASI Series, Kluwer Academic Publishers, 545p.
- Clarke P.J., Paradissis D., Briole P., England P.C., Parsons B.E., Billiris H., Veis G., Ruegg J.C., 1997. Geodetic investigation of the 13 May 1995 Kozani-Grevena (Greece) earthquake. *J. Geophys. Res.*, 24, 6, 707-710.
- Clevede E., Lognonné P., 1996. Fréchet derivative of coupled seismograms with respect to an anelastic rotating earth. *Geophys. J. Int.*, 124, 456-482.
- Cocco M., Pacheco J., Singh S.K., Courboux F., 1997. The Zihuatanejo, Mexico, earthquake of 1994 December 10 (M=6.6): source characteristics and tectonic implications. *Geophys. J. Int.*, 131, 1, 135-145.
- Cochard A., Madariaga R., 1996. Complexity of seismicity due to highly rate dependent friction. *J. Geophys. Res.*, 101, B11, 25321-25336.
- Cornet F., Yin J.M., 1995. Analysis of induced Seismicity for Stress Field Determination and Pore Pressure Mapping. *Pageoph.*, 145, 3/4, 677-700.
- Cornet F. H., 1996. A complete 3D stress determination for the design of an underground power station. *Rock Mechanics, Tools Technics Proc.*, 2nd North Am. Rock Mech. Symp. (Aubertin, Hassani and Mitri ed.), 755-767, Balkema publ. Rotterdam.

- Cornet F., Wileveau Y., Bert B., Darcy J., 1997. Complete stress determination with the HTPF tool in a mountainous region. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 34, 3-4, CD Rom.
- Cornet F.H., Helm J., Poitrenaud H. and Etchecopar A., 1997. Seismic and aseismic slips induced by large-scale fluid injections. *Pageoph.*, 15, 563-583.
- Cotton F. and M. Campillo. Inversion of strong ground motion in the frequency domain. Application to the 1992 Landers, California earthquake. *J. Geophys. Res.*, 100: 3961-3975, 1995.
- Cotton F. and M. Campillo. Stability of rake: an evidence to partial stress-drop during the 1992 Landers earthquake? *Geophys. Res. Lett.*, 22: 1921-1924, 1995.
- Cotton F., Campillo M., Deschamps A., Rastogi B.K., 1996. Rupture history and seismotectonics of the 1991 Uttarkashi, Himalaya earthquake. *Tectonophysics*, 258, 1-4, 35-51.
- Cotton F. and O. Coutant. Dynamic stress variations due to shear faults in a plane layered medium. *Geophys. J. Int.*, 128: 676-688, 1997.
- Courboulex F., Virieux J., Deschamps A., Gibert D., Zollo A., 1996. Source investigation of small events using empirical Green functions and simulated Annealing. *Geophys. J. Int.*, 125, 768-780.
- Courboulex F., Virieux J., Gibert D., 1996. On the Use of Simulated Annealing Method and Cross-Validation Theory for Deconvolution of Seismograms. *Bull. Soc. Seism. Am.*, 86, 4, 1187-1193.
- Courboulex F., Singh S.K., Pacheco J., Ammon C., 1997. The 1995 Colima-Jalisco, Mexico, earthquake (Mw 8): A study of the rupture process. *Geophys. Res. Lett.*, 24, 9, 1019-1022.
- Courboulex F., Santoyo M.A., Pacheco J.F., Singh S.K., 1997. The 14 September 1995 (M=7.3) Copala, Mexico, Earthquake: A source Study Using Teleseismic, Regional, and Local Data. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 87, 4, 999-1010.
- Coutant O., J. Virieux and A. Zollo. Numerical source implementation in a 2D finite difference scheme for wave propagation. *Bull. Seism. Soc. am.*, 85: 1507-1512, 1995.
- Coutant O. Observation of shallow anisotropy on local earthquake records at the Garner Valley, southern California, downhole array. *Bull. Seism. Soc. am.*, 86: 477-488, 1996.
- Debski W., Tarantola A., 1995. Information on elastic parameters obtained from amplitude of reflected waves. *Geophysics*, 60, 1426-1436.
- Dehant, V., Bizouard, C., Hinderer, J., Legros, H. and Lefftz, M., 1996. On atmospheric pressure perturbations on precession and nutations. *Phys. Earth Planet. Int.*, 96, 25-39.
- Delouis, B., Cisternas, A., Dorbath, L., Rivera, L. and Kausel, E., 1996. The Andean subduction zone between 22° S and 25° S (northern Chile): precise geometry and state of stress. *Tectonophysics*, 259, 81-100.
- Delouis, B., Philip, H., Dorbath, L. and Cisternas, A., 1996. Continental deformation in the forearc of northern Chile and interaction with the subduction process. *Geophys. J. Int.*
- Delouis, B., Monfret T., Dorbath, L., Pardo M., Comte D., Haessler, H., Caminade J.P., Ponce L., Kausel, E. and Cisternas, A., 1997. Forecasting the end of a gap: the large Antofagasta (northern Chile) earthquake of July 30, 1995 and tectonic implications. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 87, 427-445.
- Delouis, B., Philip, H., Dorbath, L. and Cisternas, A., 1997. Continental deformation in the forearc of northern Chile and interaction with the subduction process. *Geophys. J. Int.*, 132, 302-338.
- De Matteis R., Zollo A., Virieux J., 1997. P-Wave arrival time inversion by using the t-p method: Application to the Mt. Vesuvius volcano, southern Italy. *Geophys. Res. Lett.*, 24, 5, 515-518.
- De Natale G., Zollo A., Ferraro A., Virieux J., 1995. Accurate fault mechanism determinations for a 1984 earthquake swarm at Campi Flegrei caldera (Italy) during an unrest episode: Implications for volcanological research. *J Geophys Res.*, 100, B12, 24167-24185.
- Den Brok S., David C. and Bernabé Y., 1997. Preparation of synthetic sandstones with variable cementation for studying the physical properties of granular rocks. *C. R. Acad. Sci.*, 325, 487-492.
- Diaz J., Hirn A., Gallart J., Abalos B., 1996. Upper mantle anisotropy in SW Iberia from long-range seismic profiles and teleseismic shear-wave data. *Phys. Earth Planet. Int.*, 95, 153-166.
- Diaz J., Gallart J., Hirn A., Paulssen H., 1998. Anisotropy beneath the Iberian peninsula: the contribution of ILIA-NARS broadband experiment. *Pageoph.*, 151, 395-405
- Dong W., M. Bouchon and M.N. Toksöz. Borehole seismic source radiation in layered isotropic and anisotropic media: boundary element modeling. *Geophysics*, 60, 735-747, 1995.
- Dorbath C., A. Paul and the Lithoscope Andean Group. Tomography of the Andean crust and mantle at 20 deg. S : first results of the Lithoscope experiment. *Phys. Earth Planet. Int.*, 97: 133-144, 1996.
- Dorbath L. and Cisternas A., 1997. Recent great earthquakes of the Caucasus region. In: *Historical and Prehistorical Earthquakes in the Caucasus*, eds. D. Giardini and S. Balassanian, NATO ASI Series, Kluwer Academic Publishers, 545p.
- Dorbath, C., Oppenheimer D., Amelung F. and King G., 1996. Seismic tomography and deformation modeling of the junction of the San Andreas and Calaveras faults. *J. Geophys. Res.*, 101, 27917-27941.
- Dorbath C., 1996. Velocity structure of the Andes of central Peru from locally recorded earthquakes. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 205-208.
- Dorbath C., 1997. Mapping the continuity of the Nazca Plate through its aseismic part in the Arica Elbow (Central Andes). *Phys. Earth Planet. Int.*, 101, 163-173.
- Dormy E. and Tarantola A., 1995. Numerical simulation of elastic wave propagation using a finite volume method. *J. Geophys. Res.*, 100, B2, 2123-2133.
- Dufumier H. and Cara M.: On the limits of linear moment tensor inversions of surface wave spectra, *Pageoph.*, 145, 235-257, 1995.

- Dufumier H.: On the limits of linear moment tensor inversions of teleseismic body wave spectra, *Pageoph.*, 147, 67-482, 1996.
- Dufumier H. and Trampert J.: Contribution of seismic tomography in moment tensor inversions using teleseismic surface wave spectra, *Bull. Soc. Seism. Am.*, 87, 114-122, 1997.
- Dufumier H., Michelini A., Du. Z., Bondar I., Sileny J., Mao W., Kravanja S. and Panza G.F.: Regional structure modelling and Source inversion for the 1992 Roermond earthquake, *Journal of Seismology*, 1, 321-340, 1997.
- Dufumier, H. and Rivera, L., 1997. On the resolution of the isotropic component in moment tensor inversion. *Geophys. J. Int.*, 131, 595-606.
- Durand-Delga M., Montigny R. and Rossi P., 1997. Age namurien du lamprophyre de Ternes (massif de Mouthoumet, Aude) : sa signification dans l'édifice varisque pyrénéen. *Géologie de la France*, 3, 3-20.
- Edel J.B. and Düringer P., 1997. Paleomagnetic constraints on the apparent polar wander path of the European plate in the late triassic - early jurassic times - new data from NW France and SW Germany. *Geophys. J. Int.*, 128, 331-344.
- Edel, J-B., 1997. Les réaimantations post-permiennes dans le bassin dévono-dinantien des Vosges méridionales : existence d'une phase de réaimantation au Lias, contemporaine d'une phase de minéralisation d'ampleur régionale. *C. R. Acad. Sci.*, 324, 617-624.
- Edel, J-B., Aifa T., Jeleska M., Kodzialko-Hofmokl M. and Zelazniewicz A., 1998. Réaimantations dans les formations pléozoïques des Sudètes polonaises et courbe de dérive des pôles géomagnétiques d'Europe entre le Carbonifère et le Jurassique supérieur. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 325, 479-486.
- Farges F., F. Guyot, D. Andraut, Y. Wang, 1995. Local structure around Fe in Fe_{0.9}, Fe_{0.1}SiO₃, An X-ray absorption spectroscopy study at Fe-K edge. *Eur. J. Mineral*, 6, 303-312.
- Farges F., G. Fiquet, D. Andraut, J.P. Itié, 1995. In situ high-temperature (up to 2100 K) XAFS and anharmonicity. *Physica B*, 208 & 209, 263-264.
- Farges F., J.P. Itié, G. Fiquet, D. Andraut, 1995. A new device for XAFS data collection up to 2000 K (or 3700 K under vacuum). *Nucl. Instr. And Meth.*, B101, 493-498.
- Farra V. and Le Begat S., 1995. Sensitivity of qP-wave Travel Times and polarization vectors to heterogeneity, anisotropy and interfaces. *Geophys. J. Int.*, 121, 371-384.
- Farra V., 1998. Computation of second-order travel-time perturbation by Hamiltonian ray theory. *Geophys. J. Int.*, 136, 205-217
- Feigl K.L., A. Sergent, and D. Jacq, 1995. Estimation of an earthquake focal mechanism from a satellite radar interferogram: application to the December 4, 1992 Landers aftershock, *Geophys. Res. Lett.*, 22, 1037-1048.
- Feinberg H., Edel J.B., Kondopoulou D. and Michard A., 1996. Implications of ophiolite palaeomagnetism for the interpretation of the geodynamics of Northern Greece. *Geological Society Special Publication*, 105, 289-298.
- Feinberg H., Gurevitch E.L., Westphal M., Pozzi J-P. and Khramov A.N., 1996. Palaeomagnetism of a Permian/Triassic sequence in Mangislak (Kazakhstan, CIS). *C. R. Acad. Sci.*, 322, 617-623.
- Feinberg H., Gurevitch E.L., Westphal M., Pozzi J-P. and Khramov A.N., 1996. Reply to comments of Gaetani and Balini on our C. R. Acad. Sci. Paris, 1996: Palaeomagnetism of a Permian/Triassic sequence in Mangislak (Kazakhstan, CIS). *C. R. Acad. Sci.*, 323, 1087.
- Ferhat, G., Feigl, K., Ritz, J.F. and Souriau, A., 1997. Geodetic measurements of tectonic deformation in the Southern Alps and Provence, France, 1947-1994, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 159, 35-46.
- Fiquet G., D. Andraut, A. Dewaele, T. Charpin, M. Kunz, D. Häusermann, 1998. High-pressure, high-temperature angle dispersive X-ray diffraction study of MgSiO₃ perovskite. *Phys. Earth Planet. Int.*, 105, 21-31.
- Fiquet G., D. Andraut, J.P. Itié, P. Gillet, P. Richet, 1996. High-pressure and high-temperature X-ray diffraction study of periclase in a laser-heated diamond anvil cell. *Phys. Earth Planet. Int.*, 95, 1-17.
- Forte A., Dziewonski A., O'Connell R., 1995. Continent-ocean chemical heterogeneity in the mantle based on seismic tomography. *Science*, 268, 386-388.
- Forte A., Dziewonski A., O'Connell R., 1995. Thermal and chemical heterogeneity in the mantle: a seismic and geodynamic study of continental roots. *Phys. Earth Planet. Int.*, 92, 45-55.
- Forte A., Mitrovica J., Woodward R., 1995. Seismic-geodynamic determination of the origin of excess ellipticity of the core-mantle boundary. *Geophys. Res. Lett.*, 22, 1013-1016.
- Forte A., Mitrovica J.X., 1996. New inferences of mantle viscosity from joint inversion of long-wavelength mantle convection and post-glacial rebound data. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 10, 1147-1150.
- Forte A., Woodward R.L., 1997. Seismic-geodynamic constraints on vertical flow between the upper and lower mantle: the dynamics of the 670 km seismic discontinuity. *Earth's Deep Interior*, 337-404.
- Forte A., Woodward R.L., 1997. Seismic-geodynamic constraints on three dimensional structure, vertical flow, and heat transfer in the mantle. *J. Geophys. Res.*, 102, B8, 17981-17994.
- Fréchet J., F. Thouvenot L. Jenatton, P. Hoang-Trong and M. Frogneux. Le séisme du Grand-Bornand (Haute-Savoie) du 14 décembre 1994 : un coulisage dextre dans le socle subalpin. *C. R. Acad. Sci.*, Paris., 323, II a: 517-524, 1996.
- Freybourger, M., Hinderer, J. and Trampert, J., 1997. Comparative study of superconducting gravimeters and broadband seismometers STS-1/Z in seismic and subseismic frequency bands. *Phys. Earth Planet. Int.*, 101, 203-217.
- Freybourger, M., Hinderer, J. and Trampert, J., 1997. Comparison of the performances of a broadband seismometer and a superconducting gravimeter in the subseismic frequency band. *Bull. Inf. Marées Terrestres*. 127, 9806-9815.
- Fuenzalida, H., Dorbath, L., Cisternas A., Eyidogan, H., Barka, A., Rivera, A., Haessler, H., Philip, H. and Lyberis N., 1997. Mechanism of the 1992 Erzincan earthquake and its aftershocks, tectonics of the Erzincan Basin and decoupling of the North Anatolian Fault. *Geophys. J. Int.*, 129, 1-28.

- Fuenzalida H., Rivera, L., Haessler, H., Legrand, D., Philip, H., Dorbath, L., Mc Cormack D., Arefiev S., Langer C. and Cisternas, A., 1997. Seismic source study of the Racha-Dzhava (Georgia) earthquake from aftershocks and broad-band teleseismic body wave records: an example of active nappe tectonics. *Geoph. J. Int.*, 130, 29-46.
- Fukuyama E., Madariaga R., 1995. Integral equation method for a plane crack with arbitrary shape in 3D elastic media. *Bull. Soc. Seism. Am.*, 85, 614-628.
- Gaffet S., 1995. Teleseismic waveform modeling including geometrical effects of superficial geological structures near to seismic sources. *Bull Seismol Soc Amer.* 85: 4, 1068-1079.
- Gaffet S., Massinon B., 1997. Far-field seismogram perturbations induced by topographic heterogeneity. *Geophys. Res. Lett.*, 24, 3313-3316.
- Gagnepain-Beyneix J., Lepine J.C., Necessian A., Hirn A., 1995. Experimental study of site effects in the Fort-de-France area (Martinique island). *Bull. Soc. Seism. Am.*, 85, 2, 478-495.
- Gamar F., Bernard P., 1997. Shear wave anisotropy in the Erzincan basin and its relationship with crustal strain. *J. Geophys. Res.*, 102, B9, 20,373-20,393.
- Girardin N., Farra V., 1998. Azimuthal anisotropy in the upper-mantle from observations of P-to-S converted waves: application to south-east Australia. *Geophys. J. Int.*, 133, 615-629.
- Gomez-Gonzalez JM., Bukchin B., Madariaga R., Rogozhin E A., 1997. A study of the Barisakho, Georgia earthquake of 1992 october 23, from broad-band surface waves and body waves. *Geophys. J. Int.*, 129, 3, 613-623.
- Got J.-L. and O. Coutant. Anisotropic scattering inferred from travel-time delay analysis in kilauea volcano, Hawaii, earthquake coda waves. *J. Geophys. Res.*, 102: 8397-8410, 1997.
- Gouget K., Ihmlé P., Campos J., Montagner J.P., 1998. Self-consistent retrieval of source parameters using mantle waves. *Bull. Soc. Seism. Am.*, 88, 4, 995-1002.
- Granet M., G. Stoll, J. Dorel, U. Achauer, G. Poupinet and K. Fuchs. New constraints on the geodynamical evolution of the Massif Central (France): a mantle plume hypothesis from teleseismic tomography. *Geophys. J. Int.*, 122: 33-48, 1995.
- Grasso J.-R. and P. Bachelery. Hierarchical organization as a diagnostic approach to volcano mechanics: validation on Piton de la Fournaise. *Geophys. Res. Lett.*, 22: 2897-2900, 1995.
- Greff-Lefftz, M. and Legros, H., 1996. Viscoelastic mantle density heterogeneity and core-mantle topography. *Geophys. J. Int.*, 125, 567-576.
- Greff-Lefftz, M. and Legros, H., 1997. Some remarks about the degree one deformations of the Earth. *Geophys. J. Int.*, 131,
- Griot D.A., Montagner J.P., Tapponnier P., 1998. Confrontation of mantle seismic anisotropy with two extreme models of strain, in Central Asia. *Geophys. Res. Lett.*, 25, 9, 1447-1450.
- Griot D.A., Montagner J.P., Tapponnier P., 1998. Phase velocity structure from Rayleigh and Love waves in Tibet and its neighboring regions. *J. Geophys. Res.*, 103, B9, 21215-21232.
- Guillbert J., G. Poupinet and M. Jiang. A study of azimuthal P-residuals and shear-wave splitting across the Kunlun range (northern Tibet). *Phys. Earth Planet. Int.*, 95: 167-174, 1996.
- Guizou J.L., Mallet J.L., Madariaga R., 1996. 3-D seismic reflection tomography on top of the GOCAD depth modeler. *Geophysics*, 61, 5, 1449-1510.
- Hatzfeld D., I. Kassaras, D. Panagiotopoulos, D. Amorese, K. Makropoulos, G. Karakaisis and O. Coutant. Microseismicity and strain pattern in northwestern Greece. *Tectonics*, 14: 773-785, 1995.
- Hatzfeld D., Nord J., Paul A., Guiguet R., Briole P., Ruegg J.C., Cattin R., Armijo R., Meyer B., Hubert A., Bernard P., Makropoulos K., Karakostas V., Papaioannou C., Veis G., 1995. The Kozani-Grevena (Greece) earthquake of May 13, 1995, Ms=6.6. Preliminary results of a multidisciplinary survey. *J. Geophys. Res.*, 66, 61-70.
- Hatzfeld D., Kementzetzidou D., Karakostas V., Ziazia M., Nothard S., Diagourtas D., Deschamps A., Karakaisis G., Papadimitriou P., Scordilis M., Smith R., Voulgaris N., Kiratzi S., Makropoulos K, Bouin M. P. and Bernard P., 1996. The Galaxidi earthquake of 18 November, 1992: a possible asperity within the normal fault system of the Gulf of Corinth (Greece). *Bull. Soc. Seism. Am.*, 86, 1987-1991.
- Hatzfeld D., J. Martinod, G. Bastet and P. Gautier. An analog model for the Aegean to describe the contribution of gravitational potential energy. *J. Geophys. Res.*, 102: 649-659, 1997.
- Hatzfeld D., Karakostas V., Ziazia M., Selvaggi G., Leborgne S., Berge C., Guiguet R., Paul A., Voidomatis P., Diagourtas D., Kassaras I., Koutsikos I., Makropoulos K., Azzara R., Di Bona M., Baccheschi S., Bernard P., Papaioannou C., 1997. The Kozani-Grevena(Greece) earthquake of 13 may 1995 revisited from a detailed seismological study. *Bull. Soc. Seism. Am.*, 87, 2, 463-473.
- Hernandez B., F. Cotton, M. Campillo and D. Massonet. A comparison between short term (co-seismic) and long term (one year) slip on the fault: measurements from strong ground motion and SAR interferometry. *Geophys. Res. Lett.*, 24: 1579-1582, 1997.
- Herquel G., G. Wittlinger and J. Guillbert. Anisotropy and crustal thickness of northern Tibet. New constraints for tectonic modeling. *Geophys. Res. Lett.*, 22: 1925-1928, 1995.
- Hinderer, J., 1996. Gravity and the Earth's global structure and dynamics, *Acta geod., Geoph. Hung.*, 31, n°3-4, 305-327.
- Hinderer, J., 1996. Constraints on the Earth's deep structure and dynamics from superconducting gravimetry, In: *Earth's Deep Interior, Doornbos Memorial Volume*, ed. D. Crossley, Gordon and Breach Science Publ., 167-195.
- Hinderer, J., Legros, H., Gegout, P., Greff-Lefftz, M., Dehant, V. and Bizouard, C., 1996. L'atmosphère peut-elle perturber la précession de la Terre ? *C. R. Acad. Sci., Paris.*, 323, série IIA, 205-211.
- Hinderer, J., 1997. Relative Gravimetry and the study of the Earth's structure and dynamics, In: *Gravity, Geoid and Marine Geodesy*, eds. Segawa, J., Fujimoto, H. and Okubo, S., IAG Symposia, Springer, 117, 75-84.
- Hirn A., Jiang M., Sapin M., Diaz J., Necessian A., Lu Q., Lepine J.C., Shi D., Sachpazi M., Pandley M., Ma K., Gallart J., 1995. Seismic anisotropy as an indicator of mantle flow beneath the Himalayas and Tibet. *Nature*, 375, 571-574.

- Hirn A., Necessian A., Sapin M., Lepine J.C., Sachpazi M., Ferrazzini V., Jiang M., Lu Q.T., Shi D.N., Ma. K., Pandey M.R., Diaz J. and Gallart J., 1995. Lesser Himalayas to Qiang Tang: a 500 km teleseismic deployment to test geodynamic models. *J. Nepal Geol. Soc.*, 11, 39-52.
- Hirn A., Sachpazi M., Siliqi R., Mc Bride J., Marnelis F., STREAMERS PROFILES GROUP, 1996. A traverse of the Ionian islands front with coincident normal incidence and wide-angle seismics. *Tectonophysics*, 264, 35-49.
- Hirn A., Nicholich R., Gallart J., Laigle M., Cernobori L., ETNA-SEIS-SCIENTIFIC GROUP., 1997. Roots of Etna volcano in faults of great earthquakes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 148, 171-191.
- Hirn A., Sapin M., Lepine J.C., Diaz J., Jiang-Mei., 1997. Increase in melt fraction across level southern Tibet, seismic evidence. *Tectonophysics*, 273, 17-30.
- Hirn A., Diaz J., Sapin M., Veinante J.L., 1998. Variation of shear wave residuals and splitting parameters from array observations in southern Tibet. *Pageoph.*, 151, 407-431.
- Hurst A.W. and J. Vandemeulebrouck. Acoustic noise and temperature monitoring of the crater lake of Mt Ruapehu volcano, New-Zealand. *J. Volc. Geoth. Res.*, 71: 45-56, 1996.
- Igel H., Djikpesse H., Tarantola A., 1996. Waveform inversion of marine reflexion seismograms for P impedance and Poisson's ratio. *Geophys. J. Int.*, 124, 363-371.
- Ihmlé P., Jordan T., 1995. Source time function of the great 1994 Bolivia deep earthquake by waveform and spectral inversion. *Geophys. Res. Lett.*, 22, 2253-2256.
- Ihmlé P.F., 1996. Frequency dependent relocation of the 1992 Nicaragua slow earthquake: an empirical Green's function approach. *Geophys. J. Int.*, 127, 75-85.
- Ihmlé P.F., 1996. Monte Carlo slip inversion in the frequency domain: application to the 1992 Nicaragua slow earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 9, 913-916.
- Ihmlé P.F., Madariaga R., 1996. Monochromatic body waves excited by great subduction zone earthquakes. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 21, 2999-3002.
- Ihmlé P.F., Ruegg J.C., 1997. Source tomography by simulated annealing using broad-band surface waves and geodetic data: Application to the Mw=8.1 Chile 1995 event. *Geophys. J. Int.*, 131, 146-158.
- Ihmlé P., 1998. On the interpretation of subevents in teleseismic waveforms: The 1994 Bolivia deep earthquake revisited. *J. Geophys. Res.*, 103, 17,919-17,932.
- Jacques E., King G., Tapponnier P., Ruegg J.C., Manighetti I., 1996. Seismic activity triggered by stress changes after the 1978 events in Asal rift, Djibouti. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 18, 2481-2484.
- Jault D. Model Z by computation and Taylor's condition. *Geophys. Astrophys. Fluid Dyn.*, 79: 99-124, 1995.
- Jault D. Sur l'inhibition de la régénération du champ magnétique dans certains modèles de dynamo planétaire en présence d'une graine solide. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 323, II a: 451-458, 1996.
- Jault D., G. Hulot and J.-L. Le Mouél. Mechanical core-mantle coupling and dynamo modelling. *Phys. Earth Planet. Int.*, 98: 187-191, 1996.
- Jongmans D., D. Demanet, C. Horrent, M. Campillo and F.J. Sanchez Sesma. Dynamic soil parameter determination by geophysical prospecting in Mexico City: implication for site effect modelling. *Soil Dyn. Earthqu. Eng.*, 15: 549-559, 1996.
- Kahan M., R.J. Gibert and P.Y. Bard. Influence of seismic waves spatial variability on bridges: A sensitivity analysis. *Earthquake Engineering and Structural Dynamic*, 25-8: 795-814, 1996.
- Komatitsch D., Coutel F., Mora P., 1996 Tensorial formulation of the wave-equation for modeling curved interfaces. *Geophys. J. Int.*, 127, 156-158.
- Komatitsch D., Vilotte JP., 1998. The spectral element method: an efficient tool to simulate the seismic response of 2D and 3D geological structures. *Bull. Soc. Seism. Am.*, 88, 2, 368-392.
- Körnig, M., 1995. Cell ray tracing for smooth, isotropic media: a new concept based on a generalized analytic solution, *Geophys. J. Int.*, 123, 391- 408.
- Lachet C., D. Hatzfeld, P.-Y. Bard N. Theodulidis, C. Papaioannou and A. Savvaidis. Site effects and microzonation in the city of Thessaloniki (Greece): comparison of different approaches. *Bull. Seism. Soc. am.*, 86: 1692-1703, 1996.
- Lahaie F., J.-R. Grasso P. Marcenac and S. Giroux. Modélisation de la dynamique auto-organisée des éruptions volcaniques : application au comportement du Piton de la Fournaise, Réunion. *C. R. Acad. Sci., Paris.*, 323: 569-574, 1996.
- Lave J., Avouac J., Lacassin R., Montagner J.P., Tapponnier P., 1996. Seismic anisotropy beneath Tibet: evidence for eastward extrusion of the tibetan lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 140, 83-96.
- Le Begat S., Farra V., 1997. P-wave travel time and polarization tomography of VSP data. *Geophys. J. Int.*, 131, 100-114.
- Légrand D., Cisternas A. and Dorbath L., 1996. Multifractal analysis of the 1992 Erzincan aftershock sequence. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 933-936.
- Lemaire M-M., Westphal M., Gurevitch E.L., Nazarov K., Feinberg H. and Pozzi J.P., 1997. How far between Iran and Eurasia was the Turan plate during the Triassic-Jurassic times? *Geol. en Minjbouv*, 76, 73-82.
- Le Meur H., Virieux J., Podvin P., 1997. Seismic topography of the Gulf of Corinth: a comparison of methods. *Annali di Geofisica*, 40, 1, 1-24.
- Le Ravalec M., M. Darot, Reuschlé T. and Guegen Y., 1996. Transport properties and microstructural characteristics of a thermally cracked mylonite. *Pageoph.*, 146, 207-227.
- Linkin V., & al., Karczewski J.F.,, Lognonné P., 1998. A sophisticated lander for scientific exploration of Mars: Scientific objectives and implementation of the Mars-96 Small Station. *Planetary Space Sciences*, 46, 6-7, 717-737.
- Lognonne P., Gagnepain-Beyneix J., Banerdt W.B., Cacho S., Karczewski J.F., Morand M., 1996. Ultra-broad band seismometer on InterMarsnet. *Planetary Space Sciences*, 44, 11, 1237-1249.
- Lognonne P., Clevede E., 1997. Diffraction of long period Rayleigh waves by a slab: effects of mode coupling. *Geophys. Res. Lett.*, 24, 9, 1035-1038.

- Lognonne P., Clevede E., Kanamori H., 1998. Computation of seismograms and atmospheric oscillations by normal mode summation for a spherical model with realistic atmosphere. *Geophys. J. Int.*, 135, 386-408.
- Lognonne P., Zharkov V.N., Karczewski J.F., Romanowicz B., Menvielle M., Poupinet G., Breint B., Cavoit C., Dole B., Franqueville D., Gagnepain-Beyneix J., Richard H., Schibler P., Striebig N., 1998. The seismic Optimism experiment. *Planetary Space Sciences*, 46, 6-7, 739-747.
- Lopes L., Marquis, G., Pascal, G., Marsset, B., Savoye B. and De Roeck Y. H., 1996. Processing of high-resolution, deep-tow marine seismic data. *The Leading Edge*, 15, 25-30.
- Madariaga R., Cochard A., 1995. Seismic Source Dynamics, Heterogeneity and Friction. *Ann. Geofisica*, 37, 1349-1375.
- Madariaga R., Cochard A., 1996. Dynamic friction and the origin of the complexity of earthquake source. *Proceedings Nat. Acad. Sci. (USA)*, 93, 3819-3824.
- Madeddu B., Béthoux N., Stéphan J.F., 1996. Champ de contrainte post-Pliocène et déformations récentes. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 167, 6, 797-810.
- Marquis, G., Roques D., Huchon P., Coulon O., Chamot-Rooke N., Ranguin C. and Le Pichon X., 1997. Amount and timing of extension along the continental margin off central Vietnam. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 168, 707-716.
- Martinod J. and P. Molnar. Lithospheric folding in the Indian Ocean and the rheology of the oceanic plate. *Bull. Soc. Geol. France*, 166: 813-821, 1995.
- Martinod J., F. Jouanne, J. Taverna, G. Ménard, J.F. Gamond, X. Darmendrail, J.C. Notter and C. Basile. Present-day deformation of the Dauphiné (SE France) Alpine and Subalpine massifs. *Geophys. J. Int.*, 127: 189-200, 1996.
- Martinod J., D. Hatzfeld, P. Savvaidis and K. Katzambalos. Rapid N-S extension in the Mygdonian graben (Northern Greece) deduced from repeated geodetic surveys. *Geophys. Res. Lett.*, 24: 3293-3296, 1997.
- Masson F. and Delouis, B., 1997. Local earthquake tomography in northern Chile using finite-difference calculation of P-travel times. *Phys. Earth Planet. Int.*, 104, 295-305.
- Massonnet D., Briole P. and Arnaud A., 1995. Deflation of Mount Etna monitored by spaceborne radar interferometry. *Nature*, 375, 567-570.
- Massonnet D., and K.L. Feigl, 1995. Satellite radar interferometric map of the coseismic deformation field of the M = 6.1 Eureka Valley, California earthquake of May 17, 1993. *Geophys. Res. Lett.*, 22, 1541-1544.
- Massonnet, D., K. L. Feigl, H. Vadon, and M. Rossi, 1996. Coseismic deformation field of the M = 6.7 Northridge, California earthquake of January 17, 1994 recorded by two radar satellites using interferometry. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 969-972.
- Massonnet D., and K.L. Feigl, 1998. Radar interferometry and its application to changes in the Earth's surface. *Rev. Geophys.*, 36, 441-500.
- Maupin V., 1996. The radiation modes of a vertically varying half-space: a new representation of the complete Green's function in terms of modes. *Geophys. J. Int.*, 126, 762-778.
- Maurin J-C., 1996. Drapage et décollement des séries jurassiques sur la faille de détachement majeure du rift rhénan sud : implications sur la géométrie des dépôts syn-rifts oligocènes. *C.R. Acad. Sci.*, 321, 1025-1032.
- Mc Guire J.J., Ihmlé P.F. and Jordan TH., 1996. Time-domain observations of a slow precursor to the 1994 Romanche earthquake. *Science*, 274, 82-85.
- Mendel, V. and Sauter, D., 1997. Seamount volcanism at the super slow spreading Southwest Indian Ridge between 57°E and 70°E. *Geology*, 25, 99-102.
- Menendez B., Zhu W. and Wong T.F., 1996. Micromechanics of brittle faulting and cataclastic flow in Berea sandstone. *J. Struct. Geol.*, 18, 1-16.
- Mensch TH. and Rasolofosaon P., 1997. Elastic-waves velocities in anisotropic media of arbitrary symmetry-generalization of Thomsen's parameters epsilon, delta and gamma. *Geophys. J. Int.*, 128, 43-64.
- Meyer B., Armijo R., Massonnet D., De Chabaliér J.B., Delacourt C., Ruegg J.C., Achache J., Briole P. and Papanastasiou D., 1996. The 1995 Grevena (Northern Greece) earthquake: Fault model constrained with tectonic observations and SAR interferometry. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 19, 2677-2680.
- Milne G.A., Mitrovica J.X. and Forte A., 1998. The sensitivity of glacial isostatic adjustment predictions to a low- viscosity layer at the base of the upper-mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 154, 265-278.
- Mitrovica J. and Forte A., 1995. Pleistocene glaciation and the Earth's precession constant. *Geophys. J. Int.*, 121, 21-32.
- Mitrovica JX., Forte A., 1997. Radial profile of mantle viscosity: Results from the joint inversion of convection and postglacial rebound observables. *J. Geophys. Res.*, 102, B2, 2751-2769.
- Mitrovica JX., Forte A., PAN R., 1997. Glaciation-induced variations in the Earth's precession frequency, obliquity and insolation over the last 2.6 Ma. *Geophys. J. Int.*, 128, 270-284.
- Moczo P., E. Bistricky, J. Kristek, J.M. Carcione and M. Bouchon. Hybrid modeling of P-SV seismic motion at inhomogeneous viscoelastic topographic structures. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 87: 1305-1323, 1997.
- Mondielli P., Béthoux N., Meneroud J.P., Duval A.M., 1995. The prevention of seismic risk in the principality of Monaco. *Proceeding of the Fifth International Conference on Seismic Zonation. Nice, France, 7-18-19 October*, 841-848.
- Monin N., G. Ménard and M. Dietrich. Structure fine du contact de base des Schistes Lustrés en Haute-Maurienne à partir de sismique en puits. *Bull. Soc. Geol. France*, 168: 437-443, 1996.
- Montagner J.P., 1996. Surface waves on a global scale - Influence of anisotropy and anelasticity. *Seismic Modelling of the Earth Structure (Boschi, Ekström, Morelli Edit.)*, 81-148.
- Montagner J.P., Kennett B.J., 1996. How to reconcile body-wave and normal mode reference Earth model? *Geophys. J. Int.*, 125, 229-248.
- Montagner J.P., 1998. Where can Seismic Anisotropy be detected in the Earth's Mantle? In *Boundary Layers. Pageoph.*, 151, 223-256.

- Montagner J.P., Lognonne P., Beauvuin, R., Roullet G., Karczewski J.F. and Stutzmann E., 1998. Towards multiscalar and multiparameter Networks for the next century: The French efforts. *Phys. Earth Planet. Int.*, 108, 155-174.
- Mosegaard K. and Tarantola A., 1995. Monte Carlo sampling of solutions to inverse problems. *J. Geophys. Res.*, 100, 12431-12447.
- Mosser B., Galdemard P., Lagage P., Pantin E., Sauvage M., Lognonne P., Gauthier D., Billebaud F., Livengood T. and Kaufel H., Impact seismology: a search for primary pressure waves following impacts A and H. *Icarus*, 121, 331-340.
- Munsch, M., Antoine C. and Gachon A., 1996. La croûte océanique de la région des Tuamotu, océan Pacifique central. *C. R. Acad. Sci.*, 323, 941-948.
- Nataf H.-C. and A. Ricard. 3SMAC: an a priori tomographic model of the upper mantle based on geophysical modeling. *Phys. Earth Planet. Int.*, 95: 101-122, 1996.
- Nercessian A., Hirn A., Lepine J.C., Sapin M., 1996 Internal structure of Piton de la Fournaise volcano from seismic wave propagation and earthquake distribution. *J. Volcan. Geoth. Res.*, 70, 123-143.
- Ngoumouno, Deruelle B., Demaiffe, D. and Montigny R., 1997. Données nouvelles sur le volcanisme cénozoïque du fossé de Garoua (Nord du Cameroun). *C. R. Acad. Sci.*, 325, 87-94.
- Nielsen S., Knopoff L., Tarantola A., 1995. Model of earthquake recurrence: role of elastic wave radiation, relaxation of friction, and inhomogeneity. *J. Geophys. Res.*, 100, 12423-12430.
- Panasjuk S., Hager B., Forte A., 1996. Understanding the effects of mantle compressibility on geoid kernels. *Geophys. J. Int.*, 124, 121-133.
- Pauchet, H., Rigo, A., Rivera, L. and Souriau, A., 1997. A detailed analysis of the February 1996 aftershock sequence in Eastern Pyrenees, France. *Geophys. J. Int.*
- Paul A., D. Jongmans, M. Campillo, P. Malin and D. Baumont. Amplitudes variations of regional phases in relation with the crustal structure beneath the Southern Sierra Nevada (California). *J. Geophys. Res.*, 101: 25243-25254, 1996.
- Paulssen H., Stutzmann E., 1996. On PP-P differential time measurements. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 14, 1833-1836
- Pedersen H.A., M. Campillo and F.J. Sanchez-Sesma. Azimuth dependent wave amplification in alluvial valleys. *Soil Dyn. Earthqu. Eng.*, 14: 289-300, 1995.
- Pedersen H.A., B. Le Brun, D. Hatzfeld, M. Campillo and P.-Y. Bard. Ground motion amplitude across ridges. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 85: 1786-1800, 1995.
- Pedersen, H.A. and M. Campillo. Influence of wave azimuth on site effects. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, 25-8: 795-814, 1996.
- Pedersen H.A., V. Maupin and M. Campillo. Wave diffraction in multi-layered media with the Indirect Boundary Element Method: application to 3-D diffraction of long-period surface waves by 2-D lithospheric boundaries. *Geophys. J. Int.*, 125, 545-558, 1996.
- Perrot J., Deschamps A., Farra V., Virieux J., 1996. 2D model of the Vrancea region in Romania: prediction of teleseismic waveforms. *Geophys. J. Int.*, 125, 537-544.
- Pham V.G., Boyer D., Chouliaras G., Bernard P., 1996. Conductivité électrique et structure de la croûte dans la région du Golfe de Corinthe (Grèce) d'après les résultats de Sondage Magnéto-Tellurique (SMT). *C.R.A.S*, 323, II a, 651-656.
- Pillet R., Rouland D., Roullet G. and Wiens D.A., 1999. Crust and upper mantle heterogeneities in the southwest Pacific from surface wave phase velocity analysis. *Phys. Earth Planet Int.*, 110, 3-4.
- Pinettes P., Bernard P., Artru J., Blum P.A., Verhille R., Milas P., Veis G., 1998. Strain constraint on the source of the alleged VAN precursor of the 1995 Aigion earthquake. *J. Geophys. Res.*, 103, 15, 145-15, 155.
- Pivot F., 1997. A geometrical method for migrating 3D or 2.5D seismic reflection data. *Geophys. Res. Lett.*, 24, 3321-3324.
- Plourabe F., Roux S., Schmittbuhl J., Vilotte J.P., 1995. Geometry of contact between self-affine surfaces. *Fractals*, 3, 113.
- Poupinet G. and A. Souriau. An empirical search for short-wavelength heterogeneities in D using ISC P-delays. *Phys. Earth Planet. Int.*, 89: 1-8, 1995.
- Poupinet G., A. Ratdomopurbo and O. Coutant. On the use of earthquake multiplets to study fractures and the temporal evolution of an active volcano. *Annali di Geofisica*, 39: 253-264, 1996.
- Poupinet G., G. Sauvage and J.-P. Cauzac. Development of an early-warning system for monitoring andesitic volcanoes. *Annali di Geofisica*, 39: 231-239, 1996.
- Poupinet G., F. Thouvenot E.E. Zolotov, P. Matte, A.V. Egorokin and V.A. Rackitov. Teleseismic tomography across the middle Urals: lithospheric trace of a Paleozoic continental collision. *Tectonophysics*, 276: 19-33, 1997.
- Quintanar L., Madariaga R., Deschamps A., 1995. The sequence of November 1987 and March 1988 Gulf of Alaska Earthquake: a new insight. *Geophys. Res. Lett.*, 22, 1029-1032.
- Ratdomopurbo A. and G. Poupinet. Monitoring a temporal velocity change in a volcano: application to the Merapi (Indonesia) 1992 eruption. *Geophys. Res. Lett.*, 22: 775-778, 1995.
- Rémy C., D. Andrault, M. Madon, 1996. High-temperature, High-pressure X-ray investigation of Dicalcium silicate. *J. Am. Ceram. Soc.*, 80, 851-860.
- Revil A., Darot M. and Pezard P.A., 1996. From surface electrical properties to spontaneous potentials in porous media. *Surv. Geophys.*, 17, 331-346.
- Revil A., Darot M. and Pezard P.A., 1996. Influence of the electrical diffuse layer and microgeometry on the ionic diffusion coefficient in porous media. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 1989-1992.
- Revil A. and Glover P.W.G., 1997. Theory of ionic-surface electrical conduction in porous media. *Phys. Rev. B.*, 55, 1757-1773.
- Reuschlé T. and Darot M., 1996. The a-Quartz Trigonal Symmetry Revealed by Fracture Tests. *Eur. J. Mineral.*, 8, 695-701.
- Ricard Y., Nataf H.C., Montagner J.P., 1996. The 3-dimensional seismological model a priori constrained; confrontation with seismic data. *J. Geophys. Res.*, 101, 8457-8472.
- Ricard Y., H.C. Nataf and J.P. Montagner. The three-dimensional seismological model a priori constrained: confrontation with seismic data. *J. Geophys. Res.*, 101: 8457-8472, 1996.

- Richet P., B.O. Mysen, D. Andraut, 1996. Melting and premelting of silicates, Raman spectroscopy and X-ray diffraction of Li_2SiO_4 and Na_2SiO_4 . *Phys. Chem. Minerals*, 23, 157-172.
- Riepl J., A. Rietbrock and F. Scherbaum. Site response modelling by non-linear waveform inversion. *Geophys. Res. Lett.*, 22: 199-202, 1995.
- Rietbrock A., Tiberi C., Scherbaum F., Lyon-Caen H., 1996. Seismic slip on a low angle normal fault in the Gulf of Corinth: evidence from high resolution cluster analysis of microearthquakes. *Geophys Res. Lett.*, 23, 14, 1817-1820.
- Rigo A., Lyon-Caen H., Armijo R., Deschamps A., Hatzfeld D., Makropoulos K., Papadimitriou P., Kassaras I., 1996. A microseismic study in the western part of the Gulf of Corinth (Greece): implications for large scale normal faulting mechanisms. *Geophys. J. Int.*, 126, 663-688.
- Rigo, A., Pauchet, H., Souriau, A., Gresillaud, A. and Nicolas, M., Olivera, C. and Figueras, S., 1997. The February 18, 1996 earthquake sequence in Eastern Pyrenees: first results, *J. Seismol.*, 1, 3-14.
- Rodriguez-Zuniga J.L., Gaulon R., Blum P.A. and Sanchez-Sesma F.J., 1997. Use in situ measurements of ground inclination for determining shallow elastic parameters. *Geotechnique*, 47, 1, 79-95.
- Rodriguez-Zuniga J.L., Ortiz-Aleman C., Padilla G., Gaulon R., 1997. Application of genetic algorithms to constrain shallow elastic parameters using "in situ" ground inclination measurements. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 16, 223-234.
- Ruegg J.C., Campos J., Armijo R., Barrientos S., Briole P., Thiele R., Arancibia M., Canuta J., Duquesnoy T., Chang M., Lazo D., Lyon-Caen H., Ortlieb L., Rossignol J.C. and Serrurier L., 1996. The $M_w=8.1$ Antofagasta (North Chile) earthquake of July 30, 1995: first results from teleseismic and geodetic data. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 9, 917-920.
- Sachpazi M., Hirn A., Loucoyannakis M and the STREAMERS GROUP, 1996. A traverse of the margin of the Ionian Basin to the Hellenides: A coincident seismic survey and earthquake location test. *Geol. Soc. Greece*, 6, 46-54.
- Sachpazi M., Hirn A., Avedik F., Nercessian A., Mc Bride J., Loucoyannakis M., Nicholitch R., STREAMERS-PROFILES GROUP, 1997. A first coincident normal-incidence and wide-angle approach to studying the extending Aegean crust. *Tectonophysics*, 270, 301-312.
- Sahabi M., Geli L., Olivet J., Gilg-Capar L., Roult G., Ondreas H., Beuzart P. and Aslanian D., 1996. Morphological reorganization within the Pacific-Antarctic Discordance. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 137, 157-173.
- Sapin M., Hirn A., Lepine J.C. and Nercessian A., 1996. Stress, failure and fluid flow deduced from earthquakes accompanying eruptions at Piton de la Fournaise volcano. *J. Volcan. Geoth. Res.*, 70, 145-167.
- Sapin M. and Hirn A., 1997. Seismic structure and evidence for evolution of the crust in the Himalayan convergence. *Tectonophysics*, 273, 1-16.
- Sauter, D., Whitechurch H., Naziger J-M. and Munsch, M., 1996. Segmentation and morphotectonic variations of the Central Indian Ridge between $21^{\circ}10'S$ and $22^{\circ}25'S$. *J. Geophys. Res.*, 101, 20233-20256.
- Sauter, D. and Mendel, V., 1997. Variations of backscatter strength along the super slow spreading Southwest Indian Ridge between $57^{\circ}E$ and $70^{\circ}E$. *Marine Geology*, 140, 237-248
- Savvaidis P., J. Martinod, K. Katsambalos, D. Hatzfeld, A. Badellas and K. Tokmakidis. Determination of Ground Displacements in the Seismic Zone of Volvi, Greece. *Survey Reviews*, 34, 229-235, 1997.
- Sclater J.G., Munsch, M., Fisher R.L., Weatherall P., Cande S.C., Patriat Ph., Bergh H. and Schlich R., 1997. Geophysical synthesis of the Indian / Southern Oceans: Part 1, The Southwest Indian Ocean. Scripps Institution Of Oceanography, Reference series N° 97-6, Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre, Publication N° 97.001. 68
- Sénéchal G., S. Rondenay, M. Mareschal, J. Guillbert and G. Y. Seismic and electrical anisotropies in the lithosphere across the Grenville Front, Canada. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 2255-2258, 1996.
- Shapiro N., Béthoux N., Campillo M., Paul A., 1996. Regional seismic phases across the Ligurian Sea: Lg blockage and oceanic propagation. *Phys. Earth Planet. Interiors*, 93: 3-4, 257-268.
- Shapiro N., M. Campillo, A. Paul, S.K. Singh, D. Jongmans and F.J. Sanchez-Sesma. On the origin of long period seismic-wave amplification in the Valley of Mexico. *Geophys. J. Int.*, 128: 151-166, 1997.
- Shebalin P., Girardin N., Rotwain I., Keilis-Borok V. and Dubois J., 1996. Local overturn of active and non-active seismic zones as a precursor of large earthquakes in Lesser Antillean Arc. *Phys. Earth Planet. Int.*, 97, 163-175.
- Scherbaum F. and Bouin M.P., 1997. FIR filter effects and nucleation phases. *Geophys. J. Int.*, 130, 661-668.
- Schmittbuhl J., Roux S., Vilotte J.P. and Maloy K., 1995. Interfacial crack pinning: effect of non local interactions. *Physical Review Letters*, 74, 1787-1790.
- Schmittbuhl J., Vilotte J.P. and Roux S., 1995. Reliability of self-affine measurements. *Physical Review E*, 51, 131-147.
- Schmittbuhl J., Vilotte J.P. and Roux S., 1996. Conservative and dissipative events in an earthquake fault model. *J. Geophys. Res.*, 101, B12, 27,741-27,764.
- Schmittbuhl J., Vilotte J.P. and Roux S., 1996. Velocity weakening friction: a renormalisation approach. *J. Geophys. Res.*, 101, 13,911-13,918.
- Shaltegger, U., Schneider J.L., Maurin J.C. and Corfu F., 1996. Precise U-Pb chronometry of 345-340 Ma old magmatism related to syn-convergence extension in the southern Vosges (Central Variscan Belt). *Earth Planet. Sci. Letters*, 144, 403-419.
- Silveira G., Stutzmann E., Griot D.A., Montagner J.P. and Mendes-Victor L., 1998. Anisotropic tomography of the Atlantic Ocean from Rayleigh surface waves. *Phys. Earth Planet. Int.*, 106, 3-4, 259-275.

- Singh S.K., Pacheco J., Courboux F. and Novelo D., 1997. Source parameters of the Pinotepa National, Mexico, earthquake of 27 March, 1996 (Mw=5.5) estimated from near-field recordings of a single station. *J. Seism.*, 1, 39-45.
- Slack P.D., Davis P.D., Baldrige W.S., Olson K.H., Glahn A., Achauer, U., Spence, W. and Green W.V., 1996. The upper mantle structure of the Rio Grande rift region from teleseismic P- and S-wave traveltime delays and attenuation. *J. Geophys. Res.*, 101, 16003-16023.
- Solarino S., E. Kissling, S. Sellami, G. Smriglio, F. Thouvenot M. Granet, K. Bonjer and D. Slejko. Compilation of a recent seismicity data base of the greater Alpine region from several seismological networks and preliminary 3D tomographic results. *Annali di Geofisica*, 60, 161-174, 1997.
- Souriau, A. and Granet, M., 1995. A tomographic study of the lithosphere beneath the Pyrenees from local and teleseismic data, *J. Geophys. Res.*, 100, 18 117-18 134.
- Souriau, A. and Roudil, P., 1995. Attenuation in the uppermost inner core from broadband Geoscope PKPdata, *Geophys. J. Int.*, 123, 572-587.
- Souriau A. and B. Romanowicz, 1996. Anisotropy in inner core attenuation: a new type of data to constrain the nature of the solid core. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 1-4.
- Souriau A. and Romanowicz B., 1997. Anisotropy in the inner core. Relation between P-velocity and attenuation, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 101, 33-47.
- Souriau A., Roudil P. and Moynot B., 1997. Inner core differential rotation: facts and artefacts, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 2103-2106.
- Souriau A. and Pauchet H., 1998. A new synthesis of the Pyrenean seismicity and its tectonic implications, *Tectonophysics*, 290, 221-244.
- Souriau A., 1998. New seismological constraints on differential rotation of the inner core from Novaya Zemlya events recorded at DRV, Antarctica. *Geophys. J.Int.*, 134, F1-F5.
- Souriau A., 1998. Earth's inner core: is the rotation real? *Science (Perspective)*, 281, 55-56.
- Souriau A., 1998. Reply to P.G. Richards comment to the Science Perspective «Earth's inner core: is the rotation real?» (*Science*, 281, 55-56, 1998), *Science*, 282.
- Stakes D.S., Romanowicz B., Montagner J.P., Tarits P., Karczewski J.F., Etchemendy S., Dawe C., Neuhauser D., McGill P., Koenig J.P., Savary J., Begnaud M. and Pasyanos M., 1998. Seismic experiment paves way for long-term Seafloor Observatories. *E.O.S*, 26, 301, 308-309.
- Sylvander M. and Souriau A., 1996. Mapping S-velocity heterogeneities in the D» region from SmKS differential travel times, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 94, 1-21.
- Sylvander M. and Souriau A., 1996. P-velocity structure of the core-mantle boundary region inferred from PKP(AB) - PKP(BC) differential travel times, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 853-856.
- Sylvander M., Ponce B. and Souriau A., 1997. Seismic velocities at the core-mantle boundary inferred from P-waves diffracted around the core. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 101, 189-202.
- Teves-Costa P., L. Matias and P.Y. Bard. Seismic behavior estimation of thin alluvium layers using microtremor recordings. *Soil Dyn. Earthqu. Eng.*, 15: 201-209, 1996.
- Terrier M., Blès J.L., Godefroy P., Dominique P., Bour M. and Martin C., 1998, Seismotectonic zonation of metropolitan France (part 1) for the application of earthquake-resistant building regulations to critical facilities, *J. of Seismology*.
- Theodulidis N. and P.Y. Bard. (H/V) spectral ratio and geological conditions: an analysis of strong motion data from Greece and Taiwan (SMART-1). *Soil Dyn. Earthqu. Eng.*, 14: 177-197, 1995.
- Theodulidis N., P.Y. Bard, R.J. Archuleta and M. Bouchon. Horizontal to vertical spectral ratio and geological conditions: the case of Garner Valley downhole array in Southern California. *Bull. Seism. Soc. am.*, 86: 306-319, 1996.
- Thirot J.L., Montagner J.P. and Vinnik L., 1998. Upper mantle seismic discontinuities in a subduction zone (Japan) investigated from Pto S converted waves. *Phys. Earth Planet. Int.*, 108, 61-80.
- Thouvenot F., S.N. Kashubin, G. Poupinet, V.V. Makovskiy, T.V. Kashubina, P. Matte and L. Jenatton. The root of the Urals: evidence from wide-angle reflection seismics. *Tectonophysics*, 250: 1-13, 1995.
- Tournerie B., Gibert D., Virieux J., 1995. Inversion of the COPROD2 magnetotelluric data using a diffusive-to-propagative mapping (DPM). *Geophys Res Lett.*, 22, 16, 2187-2190.
- Toutain J., Quisefit J., Briole P., Aloupogiamis P., Blanc P., Robaye G., 1996. Mineralogy and chemistry of solid aerosols emitted from Mount Etna. *Geochimical Journal*, 29, 163-173.
- Trampert J. and Woodhouse J.M., 1996. High resolution global phase velocity distribution. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 21-24.
- Trampert J. and Snieder R., 1996. Model estimation biased by truncated expansions: possible artifacts in seismic tomography. *Science*, 271, 1257-1260.
- Vanyo J., P. Wilde, P. Cardin and P. Olson. Experiments on precessions flows in the Earth's liquid core. *Geophys. J. Int.*, 121: 136-142, 1995.
- Vinnik L. and Montagner J.P., 1996. Shear wave splitting in the mantle Ps phases. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 18, 2449-2452.
- Vinnik L., Chevrot S. and Montagner J.P., 1997. Evidence for a stagnant plume in the transition zone? *Geophys. Res. Lett.*, 24, 9, 1007-1010.
- Vinnik L., Chevrot S. and Montagner J.P., 1998. Seismic evidence of flow at the base of the upper mantle. *Geophys. Res. Lett.*, 25, 11, 1995-1998.
- Weiss J. and J.-R. Grasso. Acoustic Emission in Single Crystals of Ice. *J. of Phys. Chemistry*, B 101: 6113-6117, 1997.
- Westphal M. and Gurevitch E.L., 1996. Le problème de l'analyse statistique des mesures d'inclinaison paléomagnétiques lorsqu'on ne dispose pas de la déclinaison. Cas particulier des inclinaisons élevées. *C. R. Acad. Sci.*, 322, 261-268.
- Westphal M., Gurevitch E.L. and Pozzi J.P., 1998. On the estimation of the true mean inclinations when declinations are unknown. *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1569-1572.
- Wirgin A. and P.Y. Bard. Effects of buildings on the duration and amplitude of ground motion in Mexico City. *Bull. Seism. Soc. am.*, 86: 914-920, 1996.

- Wittlinger G., F. Masson, G. Poupinet, P. Tapponnier, M. Jiang, G. Herquel, J. Guillbert, U. Achauer, X. Guanqi, S. Danian and L.K. Team. Seismic tomography of northern-Tibet and Kunlun: evidence for crustal blocks and mantle velocity contrasts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 139: 263-280, 1995.
- Wong T.F., David C. and Zhu W., 1997. The transition from brittle faulting to cataclastic flow in porous sandstones: mechanical deformation. *J. Geophys. Res.*, 102, 3009-3025.
- Zeyer H., Novak O., Landes M., Prodhel C., Driad L. and Hirn A., 1997. Retraction-seismic investigations of the northern Massif Central (France). *Tectonophysics*, 275, 99-117.
- Zollo A., Gasparini P., Biella G., De Franco R., Buonocore B., Mirabile L., De Natale G., Milano G., Pingue F., Vilardo G., Bruno P.P., De Matteis R., Le Meur H., Iannaccone G., Deschamps A., Virieux J., Nardi A., Frepoli A., Hunstad I. and Guerra I., 1996. 2D seismic tomography of Somma-Vesuvius. Description of the experiment and preliminary results. *Annali di Geofisica*, 34, 3, 471-486.
- Zollo A., Gasparini P., Virieux J., De Natale G., Biella G., Boschi E., Capuano P., De Franco R., Dellaversana P., De Matteis R., Guerra I., Iannaccone G., Le Meur H., Mirabile L. and Vilardo G., 1996. Seismic evidence for a low velocity zone in the Upper crust Beneath Mt. Vesuvius. *Science*, 274, 5287, 592-594.

SECTION 3 : VOLCANOLOGIE ET CHIMIE DE L'INTÉRIEUR DE LA TERRE
BRANCHE FRANÇAISE DE L'ASSOCIATION INTERNATIONALE DE VOLCANOLOGIE
ET DE CHIMIE DE L'INTÉRIEUR DE LA TERRE

ABSTRACT

Using data obtained on three active basaltic volcanoes, Piton de la Fournaise (Reunion island), Etna and Stromboli (Italy), we illustrate the interest of combining studies of crystal melt inclusions in lavas with measurements of volcanic gas outputs to better understand and model the behaviour of the volatile phase of magmas (H_2O , CO_2 , SO_2 , HCl , HF). The above three volcanoes behave as open conduit systems but differ in their magma composition, original contents of H_2O , S et Cl and eruptive regime. At Etna and Stromboli, comparison of the gas fluxes measured during both eruptive and non-eruptive periods with the volatile abundances in crystal melt inclusions demonstrates the preponderance of intrusive magma degassing, requiring the convective rise and recycling of large amounts of non-erupted magma. At Piton de la Fournaise, melt and fluid inclusions trapped in olivines (Fo_{82} to Fo_{87}) indicate the ubiquitous occurrence of a volatile phase dominated by CO_2 (plus H_2O , S , FeS_2) at $P_{(CO_2+H_2O)}$ ranging from a few MPa to ~500 MPa. The total lack of gas release between the eruptions is compatible with both a greater depth of magma storage beneath this volcano and a scavenging of magmatic fluids ($CO_2 + H_2O$) in the aquifers of the pile. Finally, both examples of Etna and Stromboli show that the degassing of H_2O controls the crystallization and the rheological properties of magmas ponding at shallow depth.

1. INTRODUCTION

L'abondance des constituants volatils dissous dans les magmas et les modalités de leur exsolution et de leur dégazage exercent un contrôle déterminant sur la nature et l'évolution des phénomènes éruptifs (ex : Anderson, 1975 ; Jaupart, 1998). Le dégazage de l'eau, en particulier, modifie fortement les propriétés rhéologiques des liquides magmatiques, affecte les cinétiques de nucléation et de croissance minérale, et favorise l'entraînement d'élément comme le soufre (ex : Scaillet et al., 1998 ; Keppeler, 1998) et le chlore (ex : Carroll et Webster, 1994).

L'analyse des inclusions vitreuses ou/et fluides piégées lors de la croissance des phénocristaux est une approche incontournable pour déterminer l'abondance initiale, la spéciation, et les processus d'exsolution et transfert (taux de dégazage) des constituants volatils des

magmas. Combinée à l'étude expérimentale des solubilités et des équilibres de phases, elle permet de caractériser les modifications physiques et chimiques induites par la décompression et le dégazage magmatique. De façon complémentaire, l'analyse des composés volatils émis à la surface des volcans et la mesure de leur flux (panaches) fournissent des contraintes quantitatives sur les bilans de dégazage magmatique, la dimension et la dynamique des systèmes d'alimentation, ainsi que sur l'impact environnemental des émissions volcaniques.

L'étude des inclusions vitreuses réalisée sur des volcans actifs comme l'Etna (Métrich et Clocchiatti 1989, Métrich et al., 1993 ; Armienti et al., 1994), Stromboli (Allard et al., 1994a), Vulcano (Gioncada et al., 1998), Vésuve (Marianelli et al., 1995, 1999) et le Piton de la Fournaise (Bureau et al., 1998a, b) a permis de mesurer les abondances en CO_2 , H_2O , S et Cl dans les magmas correspondants, de proposer des modèles d'évolution de la phase volatile aux stades pré-éruptifs et de calculer des bilans de dégazage. D'autre part, les concentrations et le flux des mêmes constituants ont été déterminés dans les émissions gazeuses de deux de ces volcans (Etna et Stromboli), permettant d'établir des bilans comparés des dégazages magmatiques extrusifs et intrusifs (Allard et al., 1994a ; Allard, 1997 ; Allard et al., 1998b). L'analyse des inclusions représentatives des magmas les moins différenciés, de même que celle des gaz à haute température et des panaches volcaniques, confirment l'importance de l'eau et son rôle central lors de l'ascension et de l'éruption des magmas.

Pour illustration, on présente ci-dessous les résultats obtenus sur le Piton de la Fournaise, l'Etna et Stromboli, trois volcans fonctionnant en système ouvert mais alimentés par des magmas de composition et teneur en eau différentes (1 % pour les basaltes transitionnels de la Fournaise, contre 2-4 % dans les basaltes alcalins de l'Etna et les basaltes shoshonitiques de Stromboli).

2. DÉGAZAGE EN SYSTÈME OUVERT

2.1. Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion)

Volcan actif de l'île de la Réunion, le Piton de la Fournaise connaît en moyenne une éruption par an. Les laves émises sont des basaltes et des océanites (Upton et Wadsworth 1966 ; Albarède et al., 1997), dont la paragenèse minérale est constituée par l'olivine et le spinelle chromifère. Une étude détaillée de la chimie des éléments majeurs et volatils des inclusions vitreuses des olivines (Fo_{81-87}) a été réalisée sur les échantillons historiques et anciens de la zone centrale (Cratère Dolomieu,

Pitons Manapany, Vincenzo) et du Rift Nord-Ouest (Piton de Caille). Elle montre que les inclusions vitreuses ont préservé les hétérogénéités chimiques des magmas qui ont alimenté le système depuis 50 000 ans (Bureau et al., 1998a, b). Cela se traduit par des variations des rapports $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (4.2 - 3.6) et des teneurs en éléments volatils C (< 10 ppm - 520 ppm), H_2O (0.6 - 1.1 %), S (1050 - 1540 ppm), F (440 - 560 ppm), Cl (220 - 290 ppm ; **Figure 1**). La variation des teneurs en soufre de ces magmas peut être attribuée à un fractionnement du soufre par extraction du globule de sulfure présent systématiquement dans les échantillons et par la phase vapeur (CO_2 +

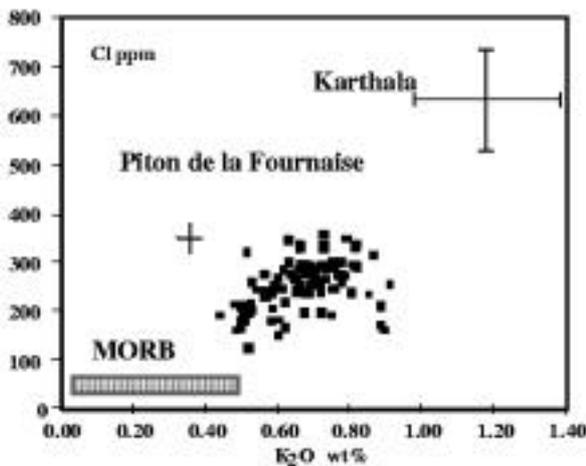


Fig. 1 : Cl vs K2O dans les inclusions vitreuses des olivines (Fo_{82-87}) du Piton de la Fournaise. En comparaison sont reportées les données pour les MORB (Roches totales ; Jambon, 1994), et celles de l'éruption de 1977 du Khartala aux Comores (inclusions vitreuses de olivines Fo_{83}).

H_2O). Les rapports ($\text{SO}_4^{2-}/\text{S}_{\text{total}}$) mesurés à partir des inclusions des olivines (Fo_{87} et Fo_{83}) varie de 0.08 à 0.03 (± 0.02) démontrent que le soufre est essentiellement dissous sous forme S^{2-} dans le magma.

La majorité des cristaux d'olivine présente des plans d'inclusions fluides à CO_2 , secondaires. Il existe une relation générale entre les P_{fluides} déterminées à partir de ces inclusions fluides à CO_2 ($P_{\text{CO}_2} = 20 - 500 \text{ MPa}$; Bureau et al., 1998b), ou des teneurs en C et H_2O dissous, la composition des olivines (Fo_{82-87}) et celles des inclusions vitreuses ($P(\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2) = 95 \text{ à } 500 \text{ MPa}$; Bureau et al., 1998a). La cristallisation et la ségrégation de l'olivine se produisent donc à partir de "poches" de magma saturé en CO_2 , individualisées entre une profondeur 15 km et la surface, avec des mélanges possibles entre magmas différant par leurs teneurs en CO_2 et H_2O . Les plans d'inclusions fluides et vitreuses secondaires des olivines indiquent une succession de processus impliquant cristallisation - accumulation - fracturation des cristaux, leur infiltration par des fluides magmatiques riches en CO_2 et leur ramonage éventuel lors de l'arrivée d'un "nouveau" magma.

Les inclusions fluides attestent de la présence d'une phase fluide magmatique riche en CO_2 . En considérant un taux moyen d'extrusion de $0.1 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, caractéristique de la période 1930-1981 (Bachèlery 1981 ; Semet et Joron 1991), le dégazage d'un magma basaltique contenant 0.277 % C, 1 % H_2O et 1500 ppm S, impliquerait une émission de l'ordre de $88 \cdot 10^3 \text{ t/an}$ de CO_2 , $62 \cdot 10^3 \text{ t/an}$ de H_2O et $12 \cdot 10^3 \text{ t/an}$ de SO_2 (Bureau et al., 1998a). C'est très faible comparé aux flux annuels mesurés à l'Etna (voir ci-dessous). Par contre, le même calcul appliqué à la dernière éruption (période du 9 au 31 mars 1998), avec un taux d'extrusion de $30 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (Staudacher et al., 1998), implique des flux éruptifs élevés de $34 \cdot 10^3 \text{ t/j}$ de CO_2 , $117 \cdot 10^3 \text{ t/j}$ de H_2O et $14 \cdot 10^3 \text{ t/j}$ de SO_2 (Bureau et al., en préparation). A ce jour, aucune mesure de flux gazeux n'a encore été effectuée lors d'une éruption du Piton de la Fournaise. Enfin, on conclut que l'absence de dégazage en surface dans les périodes non éruptives peut être reliée à la fois à la grande profondeur de stockage du magma sous ce volcan et à l'absorption de la phase gazeuse ($\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$) dans les aquifères de l'édifice.

2.2 L'Etna (Sicile)

L'Etna est le stratovolcan basaltique actif le plus important d'Europe, caractérisé par de fréquentes éruptions et un dégazage magmatique à conduit ouvert qui se traduit par l'émission persistante d'un volumineux panache volcanique sommital, mais aussi par des émanations magmatiques diffuses à travers l'édifice (Allard et al., 1991, 1997 ; D'Alessandro et al., soumis). La majorité des laves émises durant la période d'activité récente sont des hawaïites et des basaltes hawaïtiques (rares). Le système actuel est ré-alimenté par de petits volumes de magmas basaltiques enrichis en Ra, K, Rb, Cs (Condomines et al., 1995 ; Tanguy et al., 1997), remarquablement riches en éléments volatils : $\sim 0,26 \text{ \% Cl}$ ($\text{Cl}/\text{F} \sim 3,5-4$), $0,3 \text{ \% S}$ et jusqu'à $2-3 \text{ \% H}_2\text{O}$ (Métrich et Clocchiatti 1989, Métrich et al., 1993). Les teneurs en H_2O , Cl, S, F mesurées dans les basaltes alcalins pré-étnéens sont tout à fait comparables (Clocchiatti et al., 1992 ; 1998). Les fortes teneurs en soufre sont liées à une proportion importante de soufre sous forme sulfate ($\text{SO}_4^{2-}/\text{S}_{\text{total}} = 0.44$) et à la fugacité d'oxygène relativement élevée proche du tampon NiNiO (Métrich et Clocchiatti 1996). Les magmas hawaïtiques les plus évolués indiquent des concentrations en H_2O et Cl inférieures à 0,5 et 0,15 %, respectivement. L'ensemble des données montre que les magmas hawaïtiques sont très fortement dégazés à basse pression et que Cl est un bon traceur du dégazage en système ouvert (**Figure 2**).

L'utilisation des méthodes de télédétection, combinée à l'échantillonnage et à l'analyse du panache, a permis de déterminer les flux massiques d'une grande variété de composés majeurs, mineurs et en traces (Allard et al., 1994 ; Francis et al., 1995 ; Allard, 1997 ; Allard et al., 1998 ; Pennisi et Le Cloarec, 1998 ; Gauthier et Le Cloarec, 1998).

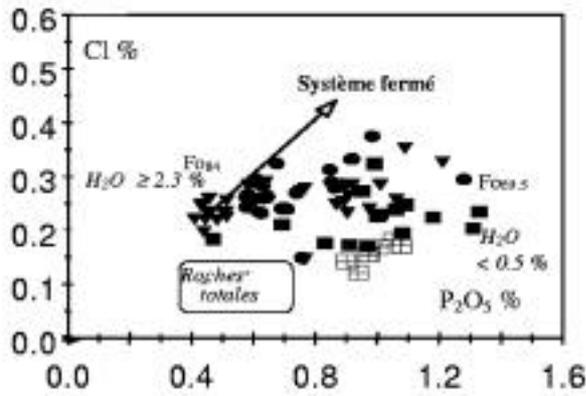


Fig. 2 : Variation des teneurs en chlore des inclusions vitreuses des olivines des éruptions récentes de l'Etna (éruptions de 1783, 1892, 1989, 1990)

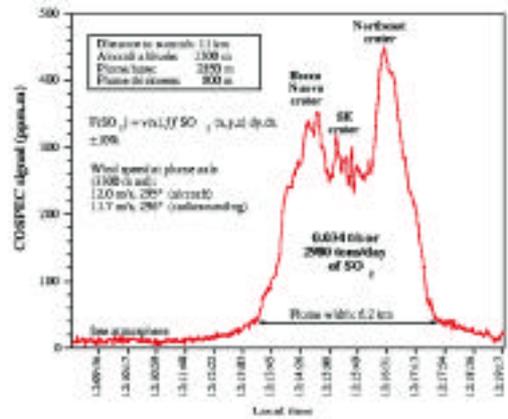


Fig. 3 : Profil COSPEC aéroporté de la concentration et du flux de SO₂ dans le panache de l'Etna (16/06/97 : Allard et al., 1998). On distingue aisément le dégazage respectif des trois cratères sommitaux actifs à cette période (Bocca Nuova, SE et NE).

Le flux de SO₂, couramment mesuré par spectrométrie de corrélation UV (COSPEC) depuis le sol (ex : Caltabiano et al., 1994) ou depuis un avion (Allard et al., 1991 ; Allard et al., 1998 ; **Figure 3**), varie entre 1 000 et 25 000 tonnes/jour en fonction de l'activité volcanique. Des flux particulièrement élevés ont été mesurés en coïncidence avec l'intrusion ou/et l'éruption de basaltes alcalins moins évolués et plus riches en soufre, remontés rapidement depuis la zone source (diapir mantellique) à 16-18 km de profondeur (ex : 1989-1990 ; **Figure 4**). La production moyenne de SO₂ par l'Etna au cours des deux dernières décennies atteint $1.7 \pm 0.4 \cdot 10^6$ tonnes/an (Allard, 1997), soit 10 % de la production annuelle globale du volcanisme subaérien !

Les flux des autres constituants majeurs, déduits de leurs rapports de concentration au SO₂ dans le panache, sont également considérables et en proportion analogue par rapport à la production volcanique globale. Ainsi, selon son activité, l'Etna émet annuellement entre 3-5 (1997) et 13 (1985) millions de tonnes de CO₂ (Allard et al., 1991 ; Allard, 1998), 2.8-6.0 10^5 tonnes d'HCl, 4.1-6.9 10^4 tonnes d'HF et 0.6-1.1 10^3 tonnes de HBr (Andres et al., 1993 ; Pennisi et Le Cloarec, 1998 ; Francis et al., 1998 ; Allard et al., 1998). Le flux d'eau magmatique est plus difficile à évaluer, car le panache inclut de la vapeur d'eau atmosphérique entraînée par convection thermique. Les valeurs obtenues ponctuellement varient entre 4-8 10^4 t/j (1997 ; Allard et al., 1998) à 1.7 10^5 t/j (1978 ; Faivre-Pierret et al., 1980). Pour comparaison, le rapport H₂O/S en poids (7-10) des inclusions vitreuses des basaltes de l'Etna, combiné au flux moyen de SO₂, impliquerait un flux moyen d'eau magmatique de seulement 1.6-2.4 10^4 tonnes/jour, si l'on suppose un dégazage synchrone des deux constituants.

En reliant les données sur les inclusions vitreuses aux flux gazeux mesurés, on peut déterminer les volumes de magma qui alimentent l'activité permanente de l'Etna.

Les données sur le soufre, dont la composition isotopique démontre l'origine mantellique (Allard, 1986), sont particulièrement propices pour cette détermination. La **Figure 4** montre l'évolution du flux moyen annuel de SO₂ émis par l'Etna au cours de deux décennies, évalué d'après des mesures COSPEC intermittentes (croix) pour la période 1975-1986 (Allard et al., 1991) et un suivi régulier depuis 1987 (ex : Caltabiano et al., 1994). On note que les émissions syn-éruptives, rapportées aux volumes de basalte extrudés, contribuent une faible part du flux total, hormis lors d'éruptions majeures, comme en 1992 $15 \cdot 10^3$ t/j de SO₂ estimés à partir des inclusions vitreuses ; Armienti et al., 1994). Sur 20 ans, 90 % des émissions de soufre de l'Etna sont dues au dégazage hors éruption. Ceci démontre que le dégazage magmatique (de S mais aussi CO₂, Cl et H₂O) est principalement intrusif et implique un transfert différentiel des bulles de gaz au

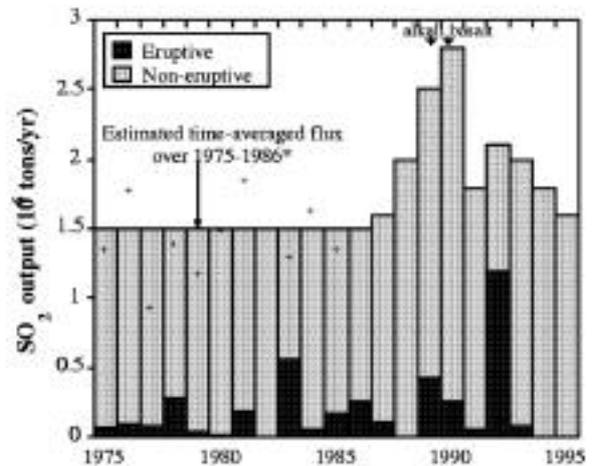


Fig. 4 : Flux moyen annuel de SO₂ dans le panache de l'Etna en 1975-1995 et contribution respective des émissions syn-éruptives (évaluées d'après les volumes de basalte éruptés) et hors éruption (Allard, 1997).

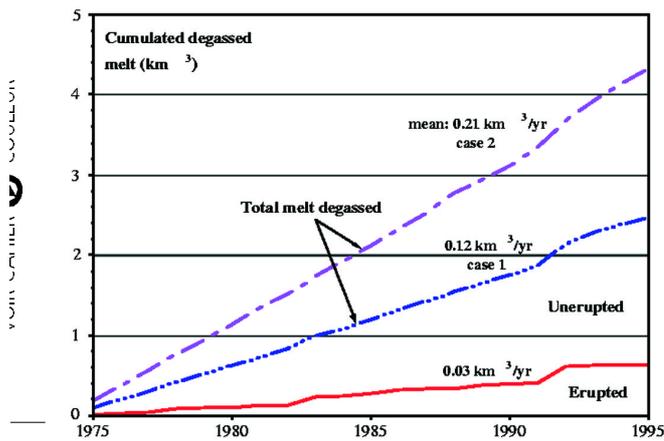


Fig. 5 : Volumes cumulés de liquide basaltique, érupté et non-érupté, ayant alimenté le flux de soufre à l'Etna en 1975-1995. Les deux courbes pour le volume total dégazé prennent en compte une fraction massique de soufre variant entre 0,15 et 0,3 % lors des dégazages intrusifs (Allard, 1997).

travers du liquide à partir d'une certaine profondeur (système à conduits ouverts).

Pour une fraction massique de soufre émise variant de 0.15 % (hawaiiites, cas 1) à 0.3 % (basaltes alcalins, cas 2), le volume cumulé de basalte liquide dégazé à l'Etna dans la période 1975-1995 totalise entre 2.5 et 4.3 km³ (Figure 5), impliquant un taux de dégazage moyen de 0.12 à 0.21 km³/an. Seulement 0.64 km³ de ce liquide, finalement cristallisé à 30-40 %, ont fait éruption, le complément (1.9-3.7 km³) étant resté souterrain.

Ces volumes de magma dégazé intrusivement sont trop considérables pour pouvoir être stockés dans un réservoir magmatique superficiel - absent ou très restreint à l'Etna. Par ailleurs, leur simple accréation à l'édifice sous forme de dykes impliquerait un taux de croissance excessif de l'appareil volcanique. Il est donc vraisemblable qu'une proportion importante du magma dégazé, dont la densité augmente en raison du dégazage de l'eau (de ~80 à 90 kg/m³ à 1 100°C par rapport au même basalte avant dégazage), soit recyclée par convection gravitationnelle dans le système d'alimentation sub-volcanique. Ce processus, favorisant un transfert thermique et gazeux permanent, est compatible avec les données géochimiques et minéralogiques sur les laves de l'Etna. Ultérieurement, le magma dégazé et recyclé pourrait être stocké dans le substratum sédimentaire du volcan, sous forme de corps grenus et/ou cumulatifs (Allard, 1997). De fait, un vaste complexe plutonique a été mis en évidence sous l'Etna par tomographie sismique (Hirn et al., 1997), dont la dimension (environ 10 km de large par 10 km d'extension verticale) dépasse d'un facteur 2 à 3 le volume total de l'appareil volcanique lui-même (~300 km³). En d'autres termes, l'édification de l'Etna s'est accompagnée de la mise en place intrusive de magma dans la croûte sous-jacente, dans une proportion

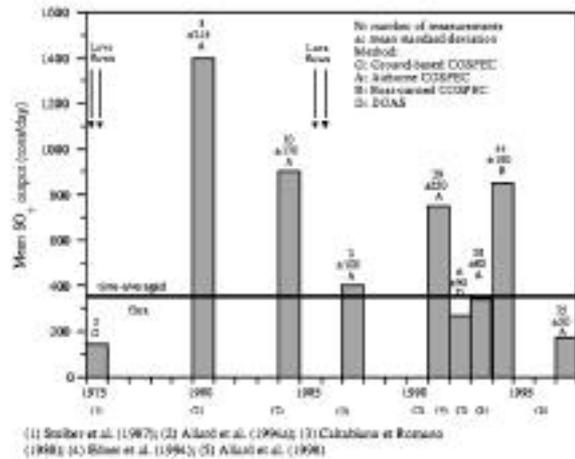


Fig. 6 : Variations temporelles et valeur moyenne du flux de SO₂ mesuré dans le panache de Stromboli entre 1975 et 1997. Le nombre de mesures, l'écart-type et les procédures expérimentales utilisées sont indiqués (Allard et al., 1998a).

qui est proche du rapport minimal magma intrusif/magma extrusif déduit des émissions actuelles de soufre (Allard, 1997).

2.3 Stromboli (Iles Eoliennes)

Stromboli est le volcan le plus actif de l'arc Eolien, caractérisé depuis 2 000 ans au moins par des jets de lave récurrents (5-6 événements par heure en moyenne) et des coulées intermittentes (1-2 par décennie). La quantité totale de lave produite lors des explosions sommitales (15 à 150 m³/j) et des éruptions effusives (~165 m³/j moyennés sur 100 ans) est extrêmement faible. Les mesures COSPEC, principalement aéroportées depuis 1980, effectuées sur le panache indiquent un flux moyen de SO₂ de 350 ± 50 tonnes/jour, avec des variations notables en fonction de l'activité (Figure 6). Ces mesures, couplées à des analyses in situ du panache, ont montré que a) l'essentiel du flux gazeux est dû au dégazage calme entre les explosions et b) Stromboli se comporte comme un lac de lave, en émettant environ 10 fois plus de gaz que de lave en masse (Allard et al., 1994a).

Les inclusions vitreuses des minéraux (olivine Fo₇₄, augite, plagioclase) des laves actuelles révèlent la présence d'un magma shoshonitique fortement cristallisé et partiellement dégazé (S 1000 à <100 ppm, Cl 2030 à 1 170 ppm, H₂O probablement < 1%), qui est stocké dans les conduits superficiels (Allard et al., 1994a).

L'étude statistique des inclusions des olivines (Fo₈₃₋₈₄) des produits shoshonitiques anciens (Vancori) révèle l'existence de magmas moins différenciés (MgO ~5-6 %), caractérisés par des teneurs en S et Cl de 1 660 ppm (± 160) et 1 770 ppm (± 40) respectivement - soit un rapport Cl/S proche de l'unité - et un rapport SO₄²⁻/S_{total} de 0.55 (Métrich et al., 1999). Ces magmas sont également riches en H₂O (2.9 ± 0.3 % ; Richard, 1998). On consta-

te enfin que des teneurs encore plus élevées en S (2 400-2 700 ppm) et Cl (1 790-2 190 ppm) distinguent les liquides les plus primaires piégés sous forme d'inclusions par les olivines (Fo₈₉₋₉₀). Dans ces liquides le soufre est majoritairement dissous sous forme SO₄²⁻ (~0.7 ; Métrich et Clocchiatti, 1996).

La persistance millénaire de l'activité éruptive de Stromboli, et le dégazage très excédentaire par rapport à la faible quantité de magma émise, impliquent une alimentation continue en gaz à partir d'un réservoir plus profond que le système de conduits superficiels (200 à 400 m) qui contrôle les explosions. L'abondance du soufre dans les liquides les moins différenciés peut donc être utilisée pour évaluer le volume minimal de magma qui alimente le flux de SO₂. Pour une teneur initiale de 2 500 ppm S et une densité de 2,6 t/m³ pour le magma, on aboutit au dégazage moyen de 0.01 km³/an de liquide basaltique (Allard et al., 1998a). C'est un ordre de grandeur inférieur au taux de dégazage déterminé à l'Etna, mais c'est supérieur d'un facteur 150 au taux moyen d'extrusion à Stromboli. Au même taux, 20 km³ de basalte liquide pourraient avoir dégazé depuis 2 000 ans sans faire éruption. Encore plus qu'à l'Etna, ces résultats démontrent l'importance des processus de dégazage intrusif des magmas, au moins pour les volcans basaltiques. Ils soulèvent des questions non résolues sur la géométrie et la dynamique du système d'alimentation de Stromboli et, plus généralement, sur les mécanismes de dégazage différentiel des magmas.

3. INFLUENCE DU DÉGAZAGE DE L'EAU SUR LES ÉQUILIBRES DE PHASES

Dans le cas des basaltes de l'Etna, les concentrations en H₂O 2 % déduites des inclusions vitreuses sont proches des valeurs données pour les basaltes d'arc et d'arrière arc. En ce sens, l'Etna diffère d'un volcan basaltique intra-plaque comme le Piton de la Fournaise. On sait que l'eau influence fortement les propriétés des liquides silicatés et les équilibres de phases. A faible pression l'eau devient le constituant majeur de la phase volatile. L'influence de l'eau sur les équilibres de phases a été étudiée expérimentalement en autoclaves (type TZM), entre 1 135 et 1 009°C et pour P_{H₂O} = P_{totale} variant de 80 à 27 MPa, en utilisant comme matériel de départ un échantillon de basalte représentatif des magmas récents les plus primitifs de l'Etna.

L'ensemble des expériences permet de proposer un modèle de cristallisation contrôlée par la décompression et la démixion de l'eau sous forme vapeur, lors de mise en place du basalte à faible profondeur. On constate d'abord que l'addition d'eau élargit le champ de stabilité de l'olivine au dépend des structures très polymérisées comme le plagioclase. Ensuite, un magma basaltique contenant 2,5 % d'H₂O à 1 100°C aura peu ou pas cristallisé avant d'avoir atteint le seuil de saturation en eau.

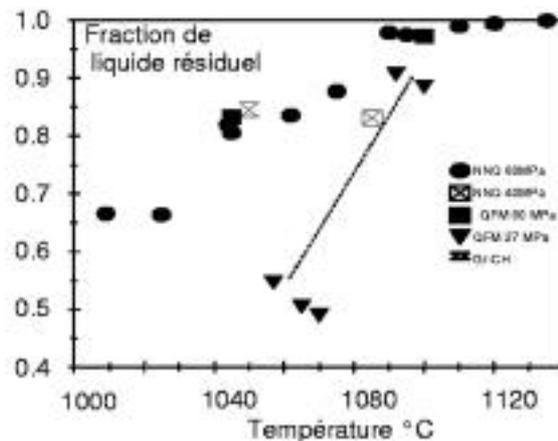


Fig. 7 : Variations temporelles et valeur moyenne du flux de SO₂ mesuré dans le panche de Stromboli entre 1975 et 1997. Le nombre de mesures, l'écart-type et les procédures expérimentales utilisés sont indiqués (Allard et al., 1998a).

Pour P_{H₂O} = 80 MPa, l'olivine est au liquidus à 1 135°C, le pyroxène apparaît à 1 075°C, le plagioclase à 1 025°C et, à 1009 °C, seulement 33,5 % du liquide ont cristallisé (Figure 7). Pour P_{H₂O} = 27 MPa et T = 1 070°C, les charges expérimentales sont très cristallisées avec environ 51 % de cristaux d'olivine, pyroxène, plagioclase (Figure 7).

Ce modèle s'applique aux magmas stockés à faible profondeur, dans de petits réservoirs fonctionnant en système ouvert.

CONCLUSIONS

L'exemple de ces trois volcans actifs, Piton de la Fournaise, Etna et Stromboli, illustre l'intérêt de l'étude combinée des inclusions vitreuses piégées par les minéraux des laves et des flux gazeux mesurés dans les panaches volcaniques pour mieux comprendre et modéliser le comportement de la phase volatile magmatique (H₂O, CO₂, SO₂, HCl, HF). Dans le cas de l'Etna et du Stromboli, les mesures de flux gazeux en périodes éruptives et non-éruptives, comparées aux données fournies par les inclusions vitreuses, démontrent la prépondérance d'un dégazage intrusif, impliquant l'apport puis le recyclage convectif de magma non extrudé.

Au Piton de la Fournaise, les inclusions vitreuses et fluides piégées par les olivines (Fo₈₂ à Fo₈₇) attestent de l'existence d'une phase fluide magmatique riche en CO₂ (+ H₂O, S, FeS₂) pour des P_(CO₂+H₂O) variant de quelques MPa à 500 MPa ou plus. L'absence de dégazage en surface dans les périodes non éruptives peut être reliée à la fois à la grande profondeur de stockage magmatique sous ce volcan et à l'absorption de la phase gazeuse (CO₂ + H₂O) dans les aquifères de l'édifice.

Enfin, que ce soit à l'Etna ou Stromboli, on montre que l'évolution du dégazage de H₂O exerce un contrôle déterminant sur la cristallisation et les propriétés rhéolo-

giques des magmas stockés à faible profondeur. L'un des apports importants et récents de l'étude des inclusions est la mise en évidence de la variabilité des teneurs en eau des magmas basaltiques, dans différents contextes géodynamiques, et donc celui d'un regard nouveau sur la différenciation et le transfert de ces magmas.

REMERCIEMENTS

Ces travaux ont été réalisés dans le cadre du programme INSU-DBT92 et des contrats européens EV5V-CT92-0177/0189, ENV4-CT96-0259/0288.

RÉFÉRENCES

- Albarède, F., B. Luais, G. Fitton, M.P. Semet, E. Kaminski, B.G.J. Upton, P. Bachèlery P. et J.L. Cheminée, The geochemical regims of Piton de la Fournaise volcano (Reunion) during the last 530,000 years. *J. Petrol.*, 38: 171-201, 1997.
- Allard, P., Composition isotopique et origine de l'eau, du carbone et du soufre dans les gaz volcaniques : zones de rift, zones de subduction et marges continentales. Thèse d'Etat, Univ. Paris 7, 340 pp., 1986.
- Allard, P., Endogenous magma degassing and storage at Mount Etna. *Geophys. Res. Lett.* 24, 17, 2219-2222, 1997.
- Allard, P., Magma-derived CO₂ budget of Mount Etna. AGU Fall Meeting, In Situ Carbon dioxide Measurements at High Flux Localities, San Francisco, V71C-03, 1998.
- Allard, P., J. Carbonnelle, N. Métrich, H. Loyer et P. Zettwoog, Sulphur output and magma degassing budget of Stromboli volcano. *Nature*, 368, 326-330, 1994a.
- Allard, P., A. Aiuppa, H. Loyer et N. Métrich, Volatile plume fluxes and magma degassing budget of Stromboli volcano: overall implications. CNR-GNV Stromboli Workshop, Italie, 7-9 Avril 1998a.
- Allard, P., N. Bruno, T. Caltabiano, M.F. Grasso, N. Lefol, H. Loyer, R. Pinte, M. Porto et R. Romano, Etna's crater plume emissions during June 93-March 94 post-eruptive activity: volatile fluxes and magma degassing rate. Intern. Workshop on European Laboratory Volcanoes, Aci Castello, Italy, 68-75, 1994b (extended abstract).
- Allard, P., J. Carbonnelle, D. Dajlevic, J. Le Bronec, P. Morel, J.M. Maurenas, M.C. Robe, R. Faivre-Pierret, J.C. Sabroux et P. Zettwoog, Eruptive and diffuse emissions of carbon dioxide from Etna volcano. *Nature* 351, 387-391, 1991.
- Allard, P., P. Jean-Baptiste, W. D'alessandro, F. Parello, B. Parisi et C. Flehoc, Mantle-derived helium and carbon in groundwaters and gases of Mount Etna, Italy, *Earth Planet. Sci. Lett.* 148, pp. 501-516, 1997.
- Allard, P., A. Aiuppa et H. Loyer, Airborne determinations of gas and trace-metal fluxes in volcanic plumes of Mt. Etna and Stromboli. MVRRS CEC contract, Second-term Progress Report, 61-78, 1998b.
- Anderson, A.T., Some basaltic and andesitic gases. *Rev Geophys Space Phys.*, 13, 37-55, 1975.
- Andres, R.J., P.R. Kyle et R.L. Chuan, Sulphur dioxide, particle and elemental emissions from Mt Etna, Italy, during July 1987. *Geol. Rundsch.* 82, 687-695, 1993.
- Armienti, P., R. Clocchiatti, M. D'Orazio, F. Innocenti, R. Petri, M. Pompilio, S. Tonarini et L. Villari, The long-standing 1991-1993 Mount Etna eruption: petrography and geochemistry of lavas. *Acta Vulcanol.* 4, 15-28, 1994.
- Bachèlery, P., Le Piton de Fournaise (île de la Réunion). Etude Volcanologique, structurale et pétrologique. Thèse Clermont-Ferrand, 215 pp, 1981.
- Bureau, H., F. Pineau, N. Métrich, M. Semet et M. Javoy, A melt and fluid inclusion study of the gas phase at Piton de la Fournaise volcano (Reunion Island), *Chem. Geol.* 147, 115-130, 1998a.
- Bureau, H., N. Métrich, F. Pineau et M. Semet, Magma-conduit interaction at Piton de la Fournaise volcano (Reunion Island). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 84, 39-60, 1998b.
- Bureau, H., N. Métrich, M. Semet et T. Staudacher, Magma migration through a shield volcano. The 1998 eruption of Piton de la Fournaise, Reunion island. (en préparation)
- Caltabiano, T., R. Romano et G. Budetta, SO₂ flux measurements at Mount Etna, Sicily, *J. Geophys. Res.*, 99, D6, 12809-12819, 1994.
- Caltabiano, T. et R. Romano, Messa a punto di metodologie di misura con apparecchiatura COSPEC del flusso di SO₂ dall'Etna e dal cratere della fossa di Vulcano (Eolie). *Boll. Gruppo Naz. Vulcanol.* 4, 133-145, 1988.
- Carroll, M.R. et J.D. Webster, Solubilities of sulfur, noble gases, nitrogen, chlorine, and fluorine in magmas. In: Carroll MR and Holloway JR (eds) Volatiles in magmas. *Reviews in Mineralogy*, Washington D.C. 30: 231-279, 1994.
- Clocchiatti, R., P. Schiano, L. Ottolini et P. Botazzi, Earlier alkaline and transitional magmatic pulsation of Mt Etna volcano. *Earth Planet. Sci. Lett.* 163, 399-407, 1998.
- Condomines, M., J.C. Tanguy et V. Michaud, Magma dynamics at Mt Etna: constraints from U-Th-Ra-Pb radioactive disequilibria and Sr isotopes in historical lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.* 132, 25-41, 1995.
- D'Alessandro, W., S. Giammanco, F. Parello, M. Valenza et P. Allard, Magmatic gas leakages at Mount Etna: relationships with the volcano-tectonic structures, the hydrological system and the eruptive activity. *J. Geophys. Res. (soumis)*, 1998.
- Edner, H., P. Ragnarson, S. Svanberg, E. Wallinder, R. Ferrara, R. Cioni, B. Raco et G. Taddeucci, Total fluxes of sulfur dioxide from the Italian volcanoes Etna, Stromboli and Vulcano measured by differential absorption lidar and passive differential optical absorption spectroscopy. *J. Geophys. Res.* 99, 18827-18838, 1994.
- Faivre-Pierret, R., D. Martin et J.C. Sabroux, Contribution des sondes aérologiques motorisées à l'étude de la physico-chimie des panaches volcaniques. *Bull. Vulcanol.* 43, 3, 473-485, 1980
- Francis, P., M.R. Burton et C. Oppenheimer, Remote measurements of volcanic gas compositions by solar occultation spectroscopy. *Nature* 396, 567-570, 1998.

- Gauthier, P-J et M.F. Le Cloarec, Variability of alkali and heavy metal fluxes released by Mt Etna volcano between 1991 and 1995. *J. Volcan. Geotherm. Res.* 81, 311-326, 1998.
- Gioncada, A., R. Clocchiatti, Sbrana S., P. Botazzi, D. Massare et L. Ottolini, A study of melt inclusions at Vulcano (Aeolian islands, Italy): insights on the primitive magmas and the feeding system. *Bull. Volcanol.* 60, 286-306, 1998.
- Hirn, A., R. Nicolich, J. Gallart, M. Laigle, L. Cernobori et ETNASEIS group, Roots of Etna volcano in faults of great earthquakes. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 148, 171-191, 1997.
- Keppler, H., Distribution of sulfur between silicate melts and aqueous fluid. *Terra Nova 10 EMPG*, abstract supplement 1, Orléans, p 29, 1998.
- Jaupart, C., Gas loss from magmas through conduit walls during eruption. In Gilbert, J.S. and Sparks, R.S.J. (eds) *The Physics of Explosive Volcanic Eruptions*. Geological Society, London, Special Publication, 145, 73-90, 1998.
- Marianelli, P., N. Métrich, R. Santacroce, and A. Sbrana, Mafic magma batches at Vesuvius: a melt inclusion approach to the modalities of feeding stratovolcanoes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 120, 159-169, 1995.
- Marianelli, P., N. Métrich et A. Sbrana, Shallow and deep reservoirs involved in magma supply of the 1944 eruption of Vesuvius. *Bull. Volcanol.* sous presse, 1999.
- Métrich, N. and R. Clocchiatti, Sulfur abundance and its speciation in oxidized alkaline melts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60, 4151-4160, 1996.
- Métrich, N. et M. J. Rutherford, Low pressure crystallization paths of H₂O-saturated basaltic-hawaiitic melts from Mt Etna. Implications for open-system degassing of basaltic volcanoes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 62, 1195-1205, 1998.
- Métrich, N., P. Schiano, R. Clocchiatti et R.C. Maury, Transfer of sulfur in subduction settings: The example of Batan Island (Luzon arc, Philippines). *Earth Planet. Sci. Letters* 167, 1-14, 1999.
- Pennisi, M. et M.F. Le Cloarec, Variations of Cl, F and S in Mount Etna's plume, Italy, between 1992 and 1995, *J. Geophys. Res.* 103, 5061-5066, 1998
- Richard, V., Variabilité des rapports CO₂/H₂O dans les magmas abordée par l'étude des inclusions vitreuses. Rapport DEA Géochimie, Univ. Paris 7, 30 pp, 1998
- Scaillet, B., Clément B., Evans B.W. et M. Pichavant, Redox control of sulfur degassing in silicic magmas. *J. Geophys. Res.* 103, 23937-23949, 1998.
- Semet, M. et J.L. Joron, Magma chamber(s) or none under Piton de la Fournaise. XX General Assembly of IUGG, (abstr.) p 43, 1991.
- Staudacher, Th., P. Bachèlery, M. Semet et J.L. Cheminée, Piton de la Fournaise, Geophysical portrayal of the Mars fissure eruptions, *Bulletin of the Global Volcanism Network* 23, N° 3, mars 1998.
- Stoiber, R., S.N. Williams et B. Huebert, Annual contribution of sulfur dioxide to the atmosphere by volcanoes. *J. Volcan. Geotherm. Res.*, 33, 1-8, 1987.
- Tanguy, J.C., M. Condomines et G. Kieffer, Evolution of the Mt Etna magma: constrains on the present feeding system and eruptive mechanism. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 75, 221-250, 1997.
- Upton, B.G.J. et W. J. Wadsworth, The basalts of Réunion island, Indian Ocean. *Bull. Volcanol.* 29, 7-22, 1966.

ERUPTIONS PLINIENNES ET ERUPTIONS A DOMES DANS L'ACTIVITE RECENTE DE LA MONTAGNE PELÉE, MARTINIQUE

PLINIAN AND DOME ERUPTIONS IN THE RECENT ACTIVITY OF MONT PELÉE, MARTINIQUE.

G. BOUDON^{1*}, B. VILLEMANT^{2*}, J.-C. KOMOROWSKI^{1,3,4}.

¹Laboratoire des Géomatériaux, ESA 7046 du CNRS, Institut de Physique du Globe de Paris, boîte 89, 4 place Jussieu, 75252 Paris cedex 05

²Laboratoire de Géochimie Comparée et Systématique, UMR 7579 du CNRS, Université Pierre et Marie Curie, 4 place Jussieu, 75252 Paris cedex 05

³Observatoire Volcanologique de la Soufrière, IPGP, Le Houelmont, 97113 Gourbeyre, Guadeloupe

⁴Département de Volcanologie, Institut de Physique du Globe de Paris

ABSTRACT

The eruptive activity at Mt Pelée since 14 ky, is characterised by explosive eruptions which are classified in 3 main types: the phreatic activity which occurs as isolated eruptions and systematically precede magmatic eruptions; the plinian eruptions and the dome forming eruptions. Among the 28 recorded magmatic eruptions during this period, 10 are plinian type and 18 have produced domes, the last ones being the 1902-1904 and 1929-1932 eruptions. The 1902 eruption characterizes the peléean type with the emission of peléean "nuées ardentes". The 650 y B.P. eruption (P1 eruption) is a key eruption because it is characterized by the succession of the 3 eruptive styles in a short interval of time, with the unusual succession of a dome-forming and a plinian eruption. The magmatic eruptions at Mt Pelée since 14 ky involve magmas with the same initial chemical and mineralogical compositions. In particular, they have high and very similar volatile contents (essentially H₂O ~5-6%) which are responsible from the high explosivity of the eruptions. Thus, the evolution of the magma degassing and the corresponding eruption style (plinian or pelean type) do not depend on pre-eruptive conditions but on the physical and chemical conditions prevailing in the magma conduit during its ascent to the surface. The permeability of the conduit walls is one of the main factors because it controls the gas escape from the ascending magma column and it favors the interactions of this magma with surroundings and especially the hydrothermal systems which are highly developed in such edifices.

1. INTRODUCTION

La Montagne Pelée, située dans la partie nord de l'île de la Martinique, dans l'arc des Petites Antilles, est un volcan malheureusement célèbre, l'éruption de 1902 ayant fait 30000 victimes. Il a, ainsi, le triste privilège d'être le premier sur la liste des volcans les plus meurtriers dans le monde suite à un événement directement éruptif. C'est aussi l'un des volcans les plus actifs de l'arc qui a connu au cours de ce siècle 2 éruptions magmatiques : en 1902-1904 et en 1929-1932. Depuis plus de 65 ans il est en repos mais peut à tout moment se réactiver. Il est l'objet d'une surveillance permanente par l'un des Observatoires Volcanologiques de l'Institut de

Physique du Globe de Paris. De nombreuses études ont permis d'établir son histoire qui se décompose en trois phases principales (Boudon, 1993). La dernière (14 000 ans à l'actuel) est plus particulièrement étudiée pour bien comprendre son fonctionnement et définir le risque volcanique et les divers scénarios éruptifs possibles en cas de reprise de l'activité. De nombreux travaux ont été réalisés sur les éruptions récentes, tant sur le plan de la reconstitution géologique (Westercamp et Traineau, 1983a, b) que sur celui du dynamisme éruptif (Bardintzeff et al., 1989 ; Boudon et Lajoie, 1989 ; Bourdier et al., 1989 ; Charland et al., 1989 ; Gourgaud et al., 1989 ; Traineau et al., 1989 ; Boudon et al., 1990). Plus récemment, de nouvelles études ont été entreprises dans le cadre d'un programme PNRN (Programme national sur les risques naturels - INSU) pour déterminer les paramètres physico-chimiques qui contrôlent la dynamique éruptive (Martel, 1996 ; Villemant et al., 1996 ; Boudon et Villemant, 1997 ; Martel et al., 1997 ; Villemant et Boudon, 1998a, 1998b, 1999). Nous présentons ici une synthèse d'une partie des différents travaux réalisés sur ce sujet au cours des dernières années.

2. L'ACTIVITÉ VOLCANIQUE AU COURS DES 14 000 DERNIÈRES ANNÉES

La Montagne Pelée s'est édiflée au cours de trois phases principales. Une première (appelée paléo-pelée) a vu l'édification d'un volcan primitif dont la géométrie était proche de la géométrie actuelle. Les deux suivantes regroupées sous la dénomination de néo-pelée, ont été séparées de la première par une longue période d'inactivité et d'érosion qui a vu le creusement de vallées radiales profondes dans lesquelles se sont canalisés les produits des deuxième et troisième phases. La deuxième phase, dite Saint-Vincent, se caractérise par une activité à cheminée ouverte de type plinien ayant émis d'importantes coulées de scories de composition andésitique basique. Un événement important au cours de cette phase a été la déstabilisation du flanc sud-ouest de l'édifice, produisant une structure en fer à cheval de 6,5 x 3 km (Vincent et al., 1989). C'est à l'intérieur de cette structure que s'est édiflé le nouveau cône de la Montagne Pelée.

Au cours de la dernière phase qui a débuté aux environs de 14 000 ans et se poursuit encore actuellement, l'activité éruptive reconnue à partir des dépôts des éruptions passées se limite à trois grands types éruptifs : les éruptions phréatiques, les éruptions magmatiques à mise en place de dômes et les éruptions magmatiques de type plinien. 28 éruptions magmatiques ont été recensées sur

la base de l'étude des dépôts et de nombreuses datations par la méthode ^{14}C sur bois carbonisés (Westercamp et Traineau, 1983a, 1983b, et datations non publiées).

- Les éruptions phréatiques sont fréquentes à la Montagne Pelée, le système hydrothermal et les nappes phréatiques étant particulièrement développés. Elles résultent du réchauffement puis de la vaporisation et de la détente brutale des nappes phréatiques superficielles, sans qu'une arrivée de magma en surface ne se produise. Elles provoquent des explosions verticales plus ou moins violentes dont les retombées grossières affectent la zone sommitale et les retombées les plus fines, entraînées par les vents dominants est-ouest, recouvrent le flanc ouest du volcan sur des épaisseurs centimétriques à décimétriques. Leurs dépôts peu épais disparaissent s'ils ne sont pas recouverts rapidement par d'autres dépôts. Elles peuvent se produire seules, mais précèdent systématiquement les éruptions magmatiques. Au cours de la courte période historique, (période pour laquelle il existe des témoignages écrits suite à l'implantation des Européens dans les Antilles, à la Martinique, en 1634), sur quatre éruptions observées, les deux premières ont été phréatiques (1792 et 1851, Lacroix, 1904) et les deux dernières éruptions (1902 et 1929) magmatiques, mais précédées d'une intense activité explosive phréatique. Leurs dépôts cumulés, observables sur le flanc ouest du volcan, peuvent atteindre plus d'un mètre d'épaisseur à quelques kilomètres du cratère.

- Les éruptions magmatiques à mise en place de dômes correspondent à l'arrivée en surface d'un magma partiellement dégazé dont la viscosité est telle qu'il ne peut pas s'écouler. Il s'accumule à la sortie du conduit pour édifier un dôme. Les éruptions de 1902-1904 et de 1929-1932 sont de ce type. Sur les 28 éruptions magmatiques reconnues, 18 d'entre elles sont de ce type. Bien que considérées dans la littérature comme effusives, elles peuvent produire, à partir des dômes en cours de construction, deux types d'activité pyroclastique :

- Des écoulements pyroclastiques de type "block and ash-flow", appelés nuées ardentes d'avalanche ou de type Merapi. Ils résultent de simples écroulements gravitaires du dôme plus ou moins instable du fait de sa croissance rapide, ou de petites explosions de faible intensité. Ce sont des écoulements denses à haute concentration de particules, s'épanchant de façon laminaire avec des vitesses de quelques dizaines de m/s ; ils se canalisent dans les vallées situées immédiatement sous le dôme. L'éruption de 1929-1932 a produit ce type d'activité, les nuées ardentes d'avalanche étant canalisées dans la vallée de la Rivière Blanche qu'elles ont totalement comblée (Perret, 1935).

- Des écoulements pyroclastiques de type "surges" ou écoulements pyroclastiques de grande énergie appelés nuées ardentes péléennes. Ils résultent d'explosions violentes, superficielles, se produisant à la base du dôme en cours de croissance, et dirigées latéralement. Ce sont des écoulements très énergétiques, dilués et turbulents, à

grand pouvoir d'expansion, beaucoup plus dévastateurs que les précédents car ils affectent des secteurs beaucoup plus vastes avec des vitesses beaucoup plus grandes (100 à 150 m/s). Ce type d'événement s'est produit au moins sept fois au début de l'éruption de 1902-1904, notamment les 8 mai, 20 mai, 6 juin et 30 août 1902 (Lacroix, 1904, Bourdier et al. 1989 ; Boudon et Lajoie, 1989). Ils sont à l'origine de la destruction des villes de Saint-Pierre et du Morne Rouge et de la mort de 30 000 personnes. Ils ont fait place, après le 30 août 1902, à une activité pyroclastique moins violente et comparable à celle de l'éruption de 1929-1932, qui a duré jusqu'à la fin de l'année 1904.

Sur les 18 éruptions recensées, un grand nombre d'entre elles ont produit des écoulements pyroclastiques de type "block and ash flow", canalisés dans une ou deux vallées. La dernière de la période préhistorique datée aux environs de 300 ans BP s'est produite juste avant l'implantation des européens en Martinique, car elle n'a pas été observée, mais a laissé un volcan sans végétation probablement à l'origine du nom de "Montagne Pelée".

- Les éruptions ponceuses pliniennes sont des éruptions à cheminée ouverte produisant des colonnes éruptives verticales, convectives et soutenues, chargées de gaz, cendres et fragments vésiculés. Elles alimentent des panaches à partir desquels retombent les différentes particules qui recouvrent tous les flancs du volcan sur des épaisseurs qui peuvent atteindre plusieurs mètres. Des changements de débits dans la colonne éruptive peuvent entraîner l'écroulement d'une partie de cette dernière et produire des écoulements pyroclastiques ponceux dans les vallées radiales du volcan.

Dix éruptions pliniennes sont actuellement recensées à la Montagne Pelée depuis 14 000 ans. La plus ancienne reconnue se situe aux environs de 10 000 ans tandis que la plus récente s'est produite il y a 650 ans, soit aux environs de l'an 1 300 de notre ère, alors que les îles étaient peuplées par les indiens Caraïbes. Cette dernière, dénommée P1, est particulièrement intéressante car elle associe les trois types de dynamismes observés à la Montagne Pelée depuis 14 000 ans.

3. L'ÉRUPTION P1 DATÉE À 650 ANS B.P.

Considérée pendant longtemps comme une simple éruption plinienne (Westercamp et Traineau, 1983 a, b ; Bardintzeff et al., 1989 ; Traineau et al., 1989), cette éruption a été réétudiée (Boudon et al., 1994), permettant de lui attribuer des dépôts de nuées ardentes péléennes situés à la base des dépôts pliniens et précédemment rattachés à un épisode éruptif plus ancien. Cette éruption est constituée de trois phases principales (**Figure 1**) :

- une phase phréatique importante, ayant produit d'épaisses retombées de cendres sur le flanc ouest du volcan. La présence à la fin de cette phase, d'une retombée de ponces denses attribuée à une activité vulcanien-

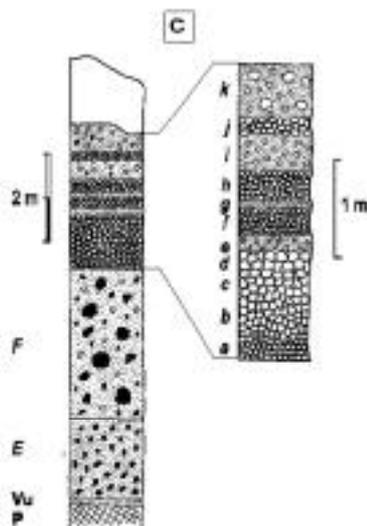
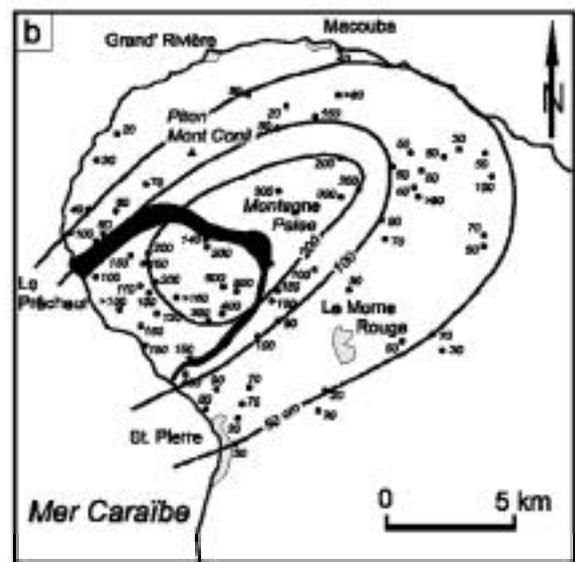
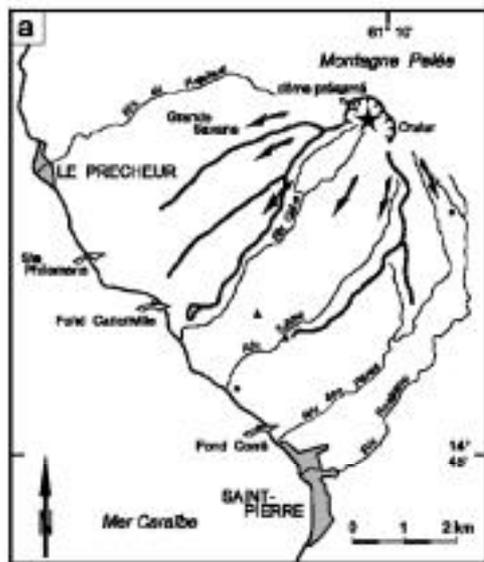


Fig. 1 : Stratigraphie et extension des dépôts de l'éruption P1 (650 ans BP). a : répartition des dépôts de nuées ardentes péleennes sur le flanc sud-ouest du volcan (les dépôts plus épais sont représentés en figurés plus épais). b : extension des dépôts de la phase plinienne (d'après Traineau et al. 1989, modifié). Sont représentées les courbes d'iso-épaisseur 50, 100 et 200 cm des retombées de ponces ainsi que des écoulements pyroclastiques ponceux canalisés dans deux vallées du flanc ouest (rivière du Précheur et rivière Sèche) ; c : section stratigraphique synthétique de la séquence éruptive P1, sur le flanc sud-ouest du volcan à 5 km du cratère d'émission. P : dépôts de retombées de cendres phréatiques ; Vu : dépôt de retombée vulcanienne ; E et F : dépôts de nuées ardentes péleennes ; a, b, c, d, e, f, h, j : dépôts de retombées de ponces ; g, i, k : dépôts d'écoulements ponceux intercalés dans la séquence de retombée plinienne.

ne montre le passage d'une activité phréatique à une activité phréatomagmatique voire magmatique.

- une phase péleenne comparable à celle de la phase paroxysmale de l'éruption de 1902. Un embryon de dôme se met en place dans le cratère sommital et, à sa base se produisent deux explosions violentes dirigées latéralement vers le Sud-Ouest. Ces explosions alimentent deux écoulements pyroclastiques de haute énergie et à forte expansion latérale (nuées ardentes péleennes) dont les produits recouvrent intégralement une zone d'extension comparable à celle couverte le 8 mai 1902.

L'absence de discontinuité et de figures d'érosion entre les dépôts de retombée plinienne et ceux de la phase péleenne montre que ces 2 types d'activité sont séparés par un laps de temps très court (quelques heures à quelques jours au maximum), et qu'ils appartiennent donc au même épisode éruptif. Trois minces dépôts d'écoulements ponceux s'intercalent dans la séquence de retombée plinienne, indiquant des variations du débit de

magma au cours de l'éruption. Enfin d'importants écoulements ponceux canalisés dans deux vallées du flanc ouest terminent cette éruption.

4. DYNAMIQUE ÉRUPTIVE ET PROCESSUS DE DÉGAZAGE

L'activité à la Montagne Pelée se résume donc, outre les éruptions phréatiques, à deux types d'éruptions magmatiques : pliniennes et à mise en place de dômes, qui se succèdent depuis 14 000 ans, sans logique apparente. Les paramètres qui gouvernent la dynamique éruptive (pressions, vésicularité, viscosité, densité etc.) et dont l'évolution peut conduire à des styles éruptifs très différents, dépendent des conditions pré-éruptives qui règnent dans la chambre magmatique (composition chimique du magma, teneurs en volatils, température, cristallinité etc.) et des caractéristiques des conduits par lesquels les magmas transitent vers la surface (dimensions, perméabilité etc.). L'éruption de 650 ans BP est une éruption clé dans la compréhension de cette dynamique éruptive puisqu'elle a produit les trois types d'activité recensés au cours de la période récente.

La transition du type éruptif plinien vers le type éruptif à dôme est en réalité un processus fréquent dans les volcans explosifs qui s'explique aisément par le dégazage progressif du magma en profondeur conduisant à une dynamique éruptive progressivement plus lente et moins explosive. Dans le cas de l'éruption P1, l'évolution de l'activité est fondamentalement différente puisque la mise en place du dôme (et son explosion) précède l'activité plinienne.

4.1. Conditions prééruptives

Les magmas émis au cours des 14 000 dernières années ne montrent pas de variation importante de leur composition chimique, comme cela peut être observé sur la **Figure 2**. Ce sont des magmas acides qui se situent à la limite des andésites acides et des dacites ($\text{SiO}_2 = 59.2 - 61.2 \%$). Leur minéralogie est également extrêmement homogène. Il n'y a pas de différence de composition systématique entre les magmas alimentant des éruptions à dôme et les éruptions pliniennes. Il en est de même pour les magmas émis au cours des différentes phases de l'éruption P1, les variations de deuxième ordre observées entre les différents fragments volcaniques étant attribuables à des variations d'abondance de phénocristaux. La composition chimique du liquide magmatique de cette éruption estimée à partir des analyses de verres et des inclusions vitreuses des fragments de ponces ou de dôme est rhyolitique ($\text{SiO}_2 \sim 75 \%$). De plus les teneurs initiales en volatils de ces liquides, estimées à partir de l'analyse des inclusions vitreuses (Martel, 1996, Villemant et Boudon, 1998) et par la pétrologie expérimentale (Martel et al, 1997), sont homogènes et particulièrement élevées : $\text{H}_2\text{O} \sim 5,5 \%$, $\text{Cl} \sim 2\ 000 \text{ ppm}$. Cette composition pré-éruptive est probablement représentative de l'ensemble des liquides magmatiques mis en jeu au cours de toute l'activité récente de la Montagne Pelée, et indépendante du style éruptif. Les conditions pré-éruptives ne semblent donc pas être le facteur déterminant l'évolution vers les régimes plinien ou péleén.

4.2. Modèle de dégazage pour l'éruption de 650 ans BP. l'eau et les éléments volatils

L'exsolution et l'expansion des gaz constituent le moteur des éruptions volcaniques. A haute pression les éléments volatils (essentiellement H_2O) sont dissous dans le magma. Lorsque ces espèces chimiques arrivent à saturation, elles produisent une phase gazeuse indépendante qui s'exsolvé et forme des vésicules dans le liquide magmatique. L'augmentation de pression dans le réservoir magmatique qui en résulte peut alors permettre l'ascension du magma. Au cours de sa remontée dans le conduit volcanique, la pression exercée sur le magma diminue, ce qui conduit à l'augmentation du volume des vésicules liée à deux processus superposés :

- 1) le dégazage du liquide magmatique qui est lié à la diminution de la solubilité des espèces volatiles,
 - 2) l'expansion des vésicules liée à la dilatation des gaz.
- Pour H_2O , on peut montrer que la fraction dissoute dans le liquide magmatique ($X_{\text{H}_2\text{O}}$), en équilibre avec le gaz des vésicules à une pression PH_2O , est proportionnelle à PH_2O . Le volume du gaz dans les vésicules (V_G) à cette même pression est donnée par la loi des gaz parfaits : $V_G = K / \text{PH}_2\text{O}$ où K est une constante si la température est constante. Si les gaz exsolvés sont confinés dans le magma (c'est à dire s'il n'y a pas de perte de gaz au travers des parois du conduit volcanique : "système fermé"), il existe donc une relation théorique simple entre $X_{\text{H}_2\text{O}}$ et V_G ou la vésicularité du magma que l'on exprime par le rapport du volume des vésicules sur celui du liquide magmatique (V_G/V_1). Au cours de cette évolution, la vitesse de remontée du magma croît avec la vésicularité : la remontée du magma est donc un processus accéléré. Si le rapport V_G/V_1 atteint un seuil critique (aux alentours de 1.5-3) il y a fragmentation, c'est-à-dire que la colonne de magma (liquide magmatique contenant des cristaux et des bulles de gaz) se transforme en un milieu discontinu constitué de fragments de magma vésiculé (ponces) dans une colonne gazeuse : c'est l'éruption plinienne type. Si, au contraire, le gaz contenu dans les vésicules peut s'échapper de la colonne magmatique ("système ouvert") avant la fragmentation, l'expansion des vésicules est stoppée et on peut même observer leur écrasement avant le refroidissement du magma (dû à l'ouverture des vésicules) tandis que le dégazage du liquide magmatique se poursuit : c'est l'éruption effusive dont la vitesse d'extrusion magmatique est extrêmement réduite et caractéristique de la majorité des éruptions à mise en place de dôme.

Les chemins de dégazage théoriques correspondant à chaque modèle peuvent être représentés dans le diagramme $X_{\text{H}_2\text{O}} - V_G/V_1$ en fonction des conditions pré-éruptives de l'éruption P1 (liquide rhyolitique, $T = 900^\circ\text{C}$, $X_{\text{H}_2\text{O}} = 5,5 \%$, **Figure 3**). La pression de saturation pour ces compositions est d'environ 200 MPa, soit une profondeur de l'ordre de 7 à 8 km. Les deux paramètres $X_{\text{H}_2\text{O}}$ et V_G/V_1 sont également mesurables dans les frag-

VOLUME 114

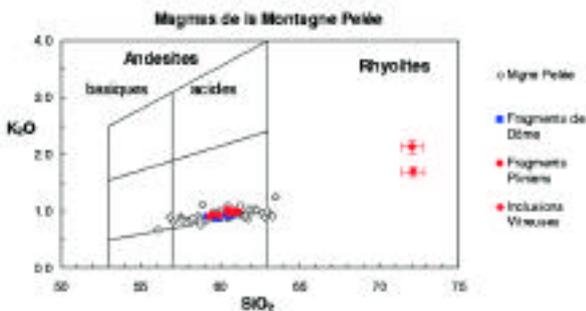


Fig. 2 : Composition chimique des magmas émis à la Montagne Pelée depuis 14 000 ans. Echantillons de l'éruption de 650 ans B.P. : fragments pliniens (points) et péleéns (carrés) ; les inclusions vitreuses (petits points) ont des compositions rhyolitiques. La composition plus basique (andésites acides) des roches totales de la Pelée est due à la forte proportions de phénocristaux dans ces magmas (cristallinité voisine de 50 %)

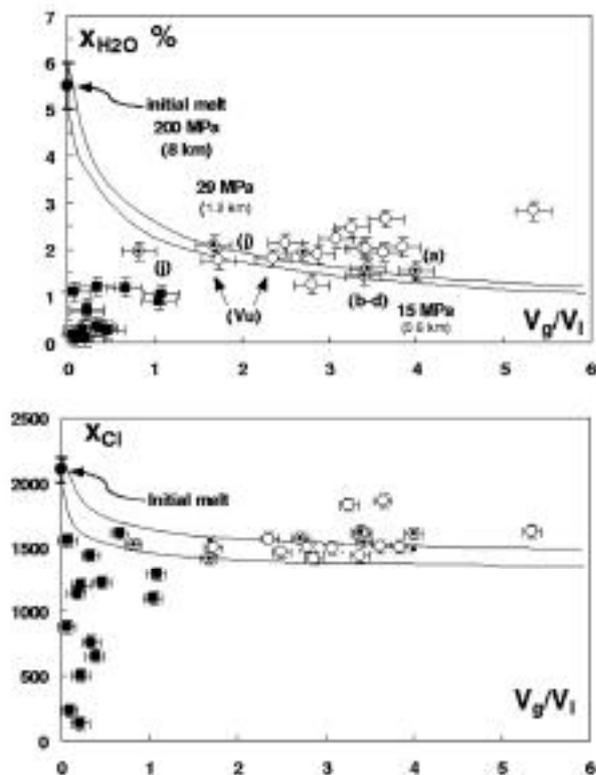


Fig. 3 : Evolution de la concentration en éléments volatils (H₂O et Cl) des liquides de l'éruption de 650 ans B.P. de la Montagne Pelée en fonction de la vésicularité des fragments magmatiques. Les courbes correspondent à des modèles de dégazage en système clos à partir d'un liquide initial rhyolitique (inclusions vitreuses). Fragments pliniens (cercles), fragments péléens (carrés).

ments volcaniques en supposant qu'ils représentent le magma trempé lors de sa fragmentation. X_{H2O} est difficilement mesurable par des méthodes d'analyse ponctuelle (sonde ionique, spectrométrie infra-rouge) car les dimensions des fragments vitreux excèdent rarement 10 μm à cause de la forte vésicularité des fragments ponctuels et de la forte cristallinité des fragments de dôme. Les concentrations en volatils (H₂O, F, Cl et Br) ont été mesurées sur roches totales et les fractions dissoutes dans le liquide magmatique (X_i) sont calculées pour chaque fragment en corrigeant de la cristallinité (C) : $X_i = [i]/(1-C)$. La cristallinité est estimée à partir de bilans chimiques (Villemant et Boudon, 1999). Le rapport V_G/V_L du liquide magmatique, est calculé à partir des mesures de densité de chaque fragment, également corrigées de la cristallinité (d*), par la relation $V_G/V_L = (d_l/d^*) - 1$, où d_l représente la densité du liquide rhyolitique non vésiculé.

L'analyse des ponces et des fragments de dôme contenus dans les nuées ardentes de l'éruption P1 montre que leurs évolutions respectives sont parfaitement conformes aux modèles précédents (Figure 3). L'éruption plinienne correspond à une évolution en système fermé, avec une

trempe du liquide magmatique à des pressions variant du début à la fin de l'éruption de 18 à 30 MPa. Ces pressions correspondent à des profondeurs de fragmentation minimales de 0,7 à 1,2 km sous le sommet de la Montagne Pelée. Le dégazage des magmas du dôme diffère de l'évolution en système fermé à partir d'une teneur en H₂O du liquide magmatique de l'ordre de 2 % ce qui correspond à une profondeur d'environ 1,2 km. Il est alors possible à partir de ces résultats d'estimer des relations entre la vitesse moyenne d'ascension du magma vésiculé et sa vitesse de compaction lors de la phase d'évolution en système ouvert (Villemant et Boudon, 1998). Ces données sont compatibles avec les mesures de vitesse d'extrusion de l'aiguille de la Montagne Pelée en 1902 (Lacroix, 1904) et du dôme de Soufrière Hills à Montserrat en 1996 (Sparks, 1997).

4.3. Vésiculation et cristallisation du liquide magmatique au cours de l'ascension du magma : évidences microtexturales

Les caractéristiques microtexturales, observées par Microscopie Electronique à Balayage (MEB), des fragments juvéniles émis lors de l'éruption P1 (Komorowski et al., 1995) permettent de suivre cette évolution (Figure 4). La vésicularité des fragments pliniens est la conséquence d'une expansion des vésicules formées dans le conduit à grande profondeur (sites de nucléation des premières bulles) mais aussi de l'expansion tardive de vésicules plus larges qui résultent de la coalescence de plusieurs vésicules. Les phénocristaux sont systématiquement associés aux vésicules de deuxième type ; ils sont fracturés et éclatés en de nombreux fragments entre lesquels du liquide magmatique est injecté. La pâte est parfaitement vitreuse indiquant l'absence de cristallisation au cours de la remontée du magma et sa trempée après la fragmentation.

Les fragments des unités de nuées ardentes péléennes sont moins vésiculés mais ont une vésicularité très hétérogène au sein d'un même fragment pouvant résulter d'un processus de compaction du magma lors de son dégazage en système "ouvert". La pâte est fortement microcristallisée, ce qui indique la cristallisation du magma à faible profondeur en liaison avec le dégazage et une forte augmentation de la viscosité (absence de verre entre les phénocristaux fracturés).

5. INTERACTIONS MAGMA - SYSTÈME HYDROTHERMAL : ÉVIDENCES GÉOCHIMIQUES

L'existence d'anomalies chimiques en éléments traces mobiles en phase fluide (tels que As ou Br) et d'anomalies isotopiques de l'hydrogène et du thorium montrent de plus que le magma produisant le dôme a subi une interaction limitée mais significative avec des fluides hydrothermaux au cours de sa remontée, contrairement aux magmas émis en régime plinien (Villemant et al.,

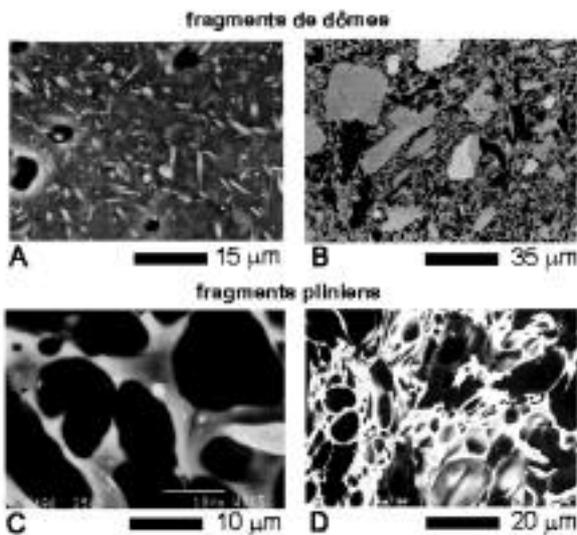


Fig. 4 : Aspects texturaux de la vésicularité des fragments juvéniles de l'éruption P1. Photos prises en microscopie électronique à balayage (MEB) avec électrons rétrodiffusés sur sections polies imprégnées sous vide. A : Matrice vitreuse très fortement microcristallisée (plagioclase, oxydes) d'un fragment juvénile dense des nuées ardentes péleennes ; B : Vésicularité à moyenne échelle (50 X) d'un fragment juvénile dense des nuées ardentes péleennes ; C : Matrice vitreuse faiblement microcristallisée d'une ponce de la phase plinienne ; D : Vésicularité à moyenne échelle (50 X) d'une ponce de la phase plinienne.

1996, Villemant et Boudon, 1998a, b, 1999). La profondeur de transition du système fermé vers un système ouvert lors de l'éruption à dôme (~1,2 km), correspond à la profondeur du plancher du système hydrothermal actuel de la Montagne Pelée. Ainsi, le premier magma émis au cours de la phase péleenne de l'éruption P1 aurait interagi avec le système hydrothermal rencontré au cours de son transit vers la surface. Cette interaction conduit à un dégazage au moins partiel du magma entraînant sa cristallisation et une modification considérable de ses propriétés rhéologiques. En effet, les mesures expérimentales montrent que la viscosité croît de 6 ordres de grandeur quand, à composition chimique constante, la proportion de cristaux augmente de 40 à 60 % (Lejeune et Richet, 1995). La vitesse d'ascension du magma diminue alors drastiquement augmentant en retour l'efficacité de la perte des gaz vers l'encaissant. Un équilibre local des pressions entre le magma et l'encaissant peut alors s'établir permettant des interactions chimiques entre les zones externes du corps magmatique et les parois du conduit. Les modifications des modes de dégazage des halogènes (Cl, Br) lors de la transition système fermé - système ouvert confirment également ce modèle (Villemant et Boudon, 1999).

La transition vers un régime éruptif plinien (Figure 5) indique l'arrêt de la perte de gaz vers l'encaissant soit par augmentation du taux d'émission de magma (le flux total de gaz vers l'encaissant est alors réduit en raison de la réduction du temps de contact entre le magma et les

parois du conduit) soit par colmatage des fractures du conduit par des débris ou par précipitation de silice à partir des gaz exsolvés du magma lors de la première phase éruptive (Komorowski, 1991 ; Komorowski et al., 1997). Les observations au MEB de fragments juvéniles non vésiculés prélevés dans la séquence plinienne semblent favoriser la seconde hypothèse. En effet ces fragments sont très semblables aux fragments provenant du dôme, mais avec en outre des précipitations de silice d'origine hydrothermale dans des anciennes vésicules ou cavités. Ces fragments pourraient provenir de l'interface encaissant-magma dans le conduit volcanique.

6. CONCLUSIONS

L'étude des éruptions récentes de la Montagne Pelée, et principalement de l'éruption P1 permet de mieux comprendre le fonctionnement du volcan et d'en tirer un certain nombre de conclusions tant sur le plan des processus de dégazage que sur celui du risque volcanique.

6.1. Processus de dégazage et explosivité des dômes

A partir de l'étude très détaillée des dépôts de l'éruption P1 et d'un échantillonnage complet, il a été possible de suivre l'évolution du processus de dégazage au cours de l'éruption et de caractériser certains des paramètres physico-chimiques qui contraignent la dynamique éruptive.

Pour cette éruption, les variations de style éruptif ne sont pas liées à des différences de conditions pré-éruptives mais aux modifications des caractéristiques du conduit au cours de l'éruption. Dans un conduit perméable, le magma perd une partie de ses gaz au travers des parois (évolution en système ouvert) induisant une forte diminution de sa vésicularité, une cristallisation du liquide et éventuellement une diminution de température. La compaction du magma et l'augmentation très forte de sa viscosité ralentit sa progression dans les conduits et favorise en retour la perte de gaz et les interactions avec l'encaissant. Ce processus conduit à une hétérogénéité latérale du dôme en croissance avec la préservation de zones internes peu dégazées et des zones externes plus froides et fissurées, confirmée par l'existence de fragments plus vésiculés dans les dépôts de nuées ardentes. Ces effets pourraient expliquer l'explosivité du dôme formé lors de l'éruption P1 en réponse à des faibles surpressions de gaz générés à proximité de la surface dans les zones internes du dôme.

La densification du magma sur les bordures et les zones plus profondes du dôme soit par effondrement des vésicules soit par dégazage le long de zones de cisaillement, la réduction de la perméabilité de l'interface magma-encaissant par silicification partielle des pores ou le colmatage par des brèches et des minéraux d'altération secondaire ont pu limiter la perte de gaz du reste de la colonne magmatique. Une partie de la colonne magma-

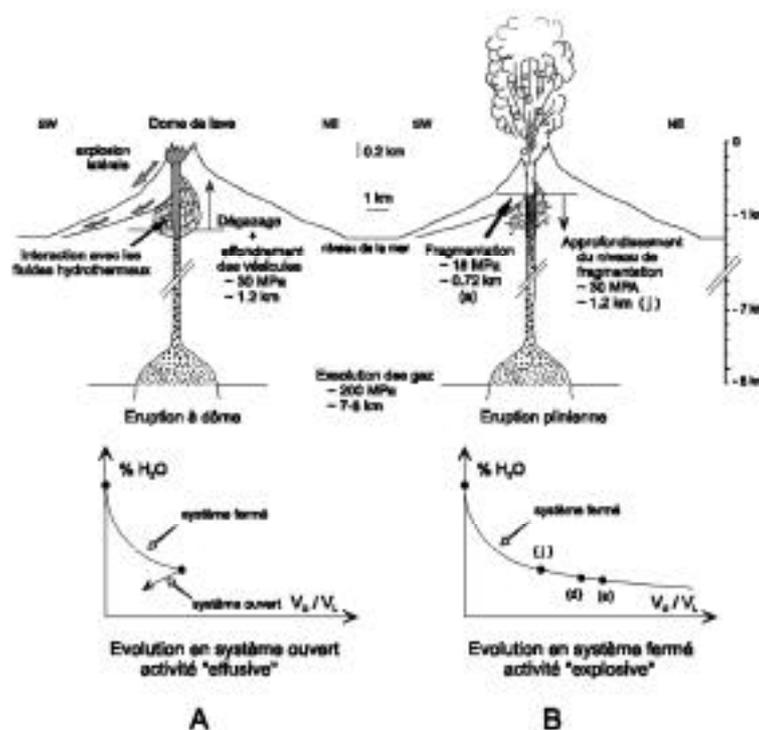


Fig. 5 : Schéma d'évolution des magmas lors de l'éruption à 650 a.B.P. de la montagne pelée : A) évolution d'un système clos vers un système ouvert (éruption à dôme). B) évolution en système clos : éruption plinienne. La position probable du système hydrothermal est défini par la position des sources thermominérales actuelles.

tique aurait ainsi pu préserver son potentiel explosif et être à l'origine de la transition vers le type plinien. En effet, la destruction du dôme lors de la phase péleenne aurait permis de dépressuriser le conduit et d'amorcer la propagation d'un front de vésiculation dans la colonne de magma saturée en volatils. Un phénomène similaire s'est probablement produit lors de l'éruption de Soufrière Hills, à Montserrat, en 1997 (Boudon et al., 1998) avec le déclenchement d'une éruption verticale et non soutenue de type vulcanien (Young et al., 1998).

Enfin l'étude des éléments volatils présents dans les verres résiduels a permis de prédire les compositions des fluides exsolvés, très riches en halogènes et pouvant extraire des quantités importantes de métaux par complexation. Cette extraction est plus efficace durant la phase de formation des dômes que durant le régime plinien (Villemant et Boudon, 1999).

6.2. Risques volcaniques à la Montagne Pelée

La mise en évidence au cours de la même éruption d'une activité péleenne et plinienne permet de poser en termes différents la notion de scénarios éruptifs et de gestion de crise à la Montagne Pelée. Pendant longtemps on a considéré qu'une activité magmatique pouvait être soit plinienne, soit à mise en place de dômes, ces deux activités ayant des effets destructifs très différents et affectant des zones très différentes. L'éruption P1 montre que dans la gestion d'une crise volcanique à la Montagne

Pelée la possibilité de changement brutal d'activité au cours du même événement éruptif doit être prise en compte.

La reconnaissance de dépôts témoignant d'une activité péleenne comparable à celle de 1902, dans l'éruption P1 (650 ans B.P.) et dans d'autres dépôts plus anciens de la période récente (< 14 000 ans) montre que ce type d'activité n'est pas rare et doit être pris en compte dans l'évaluation des risques à la Montagne Pelée

S'il est reconnu sur beaucoup de volcans que l'activité explosive violente se produit généralement en début d'éruption puis décroît progressivement, comme ce fut le cas en 1902, l'éruption P1 montre que ce n'est pas une règle générale : la phase péleenne initiale très violente est suivie d'une phase plinienne aussi violente et qui, de plus, affecte l'ensemble des flancs de l'édifice. De même, dans le cas de l'éruption en cours de Soufrière Hills, à Montserrat, après une phase phréatique soutenue, l'activité magmatique a débuté par la mise en place d'un dôme avec une activité faiblement explosive (comme l'éruption de 1929-32 de la Montagne Pelée), suivie de phases explosives violentes, la première s'étant produite un an après le début de l'activité magmatique (Young et al., 1998).

RÉFÉRENCES

- Bardintzeff, J.-M., J.-C. Mikovsky, H. Traineau, and D. Westercamp, The recent pumice eruptions of Mount Pelée volcano, Martinique. Part II: Grain-size studies and modeling of the last Plinian phase. In: G. Boudon et A. Gourgaud (Eds), Mount Pelée, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 38, 35-48, 1989.
- Boudon, G., La Montagne Pelée, Martinique : évolution volcanologique. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 163, 231-238, 1993.
- Boudon, G., and J. Lajoie, The 1902 péléan deposits in the Fort Cemetery of St. Pierre, Martinique: a model for the accumulation of turbulent nuées ardentes, In: G. Boudon et A. Gourgaud (Eds), Mount Pelée, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 38, 113-129, 1989.
- Boudon, G., J.-L. Bourdier, A. Gourgaud, and J. Lajoie, Reply. The May 1902 eruptions of Mount Pelée: high-velocity directed-blasts or column-collapse nuées ardentes? *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 43, 353-364, 1990.
- Boudon, G., J.L. Bourdier, and H. Traineau, High-energy pyroclastic flows in the recent activity of Mount Pelée, Martinique, IAVCEI International Volcanological Congress, Ankara, September 12-16, abstract, 1994.
- Boudon, G. and B. Villemant, La Montagne Pelée : un nouveau scénario catastrophe, *La Recherche*, 302, 48-53., 1997.
- Boudon, G., B. Villemant, J.-C. Komorowski, Ph. Ildefonse, M.P. Semet, The hydrothermal system of Soufriere Hills volcano, Montserrat (West Indies): Characterization et role on the ongoing eruption, *Geophys. Res. Lett.* 25,19, 3693-3696, 1998.
- Bourdier, J.L., G. Boudon, and A. Gourgaud, Stratigraphy of the 1902 et 1929 nuée ardente deposits, Mount Pelée, Martinique: In: G. Boudon et A. Gourgaud (Eds), Mount Pelée, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 38, 77-96, 1989,
- Charland, A., and J. Lajoie, Characteristics of pyroclastic deposits at the margin of Fond Canonville, Martinique, et implications for the transport of the 1902 nuées ardentes of Mt. Pelée, In: G. Boudon et A. Gourgaud (Editors), Mount Pelée, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 38, 97-112, 1989.
- Gourgaud, A., M. Fichaut, and J.-L. Joron, Magmatology of Mt Pelée (Martinique, F.W.I). I: magma mixing et trigerring of the 1902 et 1929 pelean nuées ardentes, In: G. Boudon et A. Gourgaud (Editors), Mount Pelée, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 38, 143-169, 1989.
- Komorowski, J.-C., Scanning electron microscopy of pyroclastic matter: Eruptions of Mt Vesuvius in AD 79 and Mt. St. Helens in AD 1980, Doctoral dissertation, Department of Geology, Arizona State University, Tempe, University Microfilms, Ann Harbor, Michigan, 317 pp, 1991.
- Komorowski, J.-C., G. Boudon, and B. Villemant, Plinian-pelean tephra in the 650 BPP1 eruption of Mt. Pelée, Martinique: lithologic, vesicularity, microtextural, et geochemical systematics, EUG, April 9-13 1995, Strasbourg, France, Terra Abstracts, Abstract supplement N° 1 to TERRA nova, 7, 133, 1995.
- Komorowski, J.-C., R.P. Hoblitt, and M.F. Sheridan, Silicification et brecciation microtextures of the Mt. St. Helens' 1980 cryptodome-host-rock interface: implications for hydrothermal fluid processes, precursory seismicity, et eruptive style. I.A.V.C.E.I. General Assembly, Puerto Vallarta, Mexico, Jan. 19-25 1997, Abstract, 76, 1997.
- Lacroix, A., La Montagne Pelée et ses Eruptions, Masson ed., Paris, 662 pp. 1904.
- Lajoie, J., G. Boudon, and J.-L. Bourdier, Depositional mechanics of the 1902 pyroclastic nuée-ardente deposits of Mt. Pelée, Martinique, In: G. Boudon et A. Gourgaud (Editors), Mount Pelée, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 38, 131-142, 1989.
- Lejeune, A.-M., and P. Richet, Rheology of crystal-bearing silicate melts: an experimental study at high viscosities, *J. Geophys. Res.*, 100, 4215-4229, 1995.
- Martel, C., Conditions pré-éruptives et dégazage des magmas andésitiques de la Montagne Pelée (Martinique) : étude pétrologique et expérimentale, Thèse de l'Université d'Orléans, 247 pp, 1996.
- Martel, C., M. Pichavant, J.-L. Bourdier, H. Traineau, F. Holtz, and B. Scaillet, Magma storage conditions et control of eruption regime in silicic volcanoes: experimental evidence from Mt Pelée, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 156, 89-99, 1997.
- Perret, F., The Eruption of Mt. Pelée 1929-1932, Carnegie Inst. Washington, Publ. 458, 126 pp, 1935.
- Sparks, R.S.J., Causes and consequences of pressurisation in lava dome eruptions, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 150, 177-189, 1997.
- Traineau, H., D. Westercamp, J.-M. Bardintzeff, and J.-C. Mikovsky, The recent pumice eruptions of Mount Pelée volcano, Martinique. Part I: Depositional sequences, description of pumiceous deposits, In: G. Boudon et A. Gourgaud (Eds), Mount Pelée, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 38, 17-33, 1989.
- Villemant, B., G. Boudon, and J.-C. Komorowski, U series disequilibrium in arc magmas induced water-magma interaction, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 140, 1-4, 259-267, 1996.
- Villemant, B. and G. Boudon, Transition between dome-forming et plinian eruptive styles: H₂O et Cl degassing behaviour, *Nature*, 392, 65-69, 1998a.
- Villemant, B., and G. Boudon, H₂O et halogen (F, Cl, Br) degassing during plinian et dome-forming eruptions, American Geophysical Union Fall meeting, December 1998, San Francisco, USA, 1998 b..
- Villemant, B. and G. Boudon, H₂O et halogen (F, Cl, Br) behaviour during shallow magma degassing processes, *Earth and Planet. Sci. Lett.*, in press.
- Vincent, P.M., J.-L. Bourdier, and G. Boudon, The primitive volcano of Mount Pelée: its construction et partial destruction by flank collapse, In G. Boudon et A. Gourgaud (Eds) Mount Pelée, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 38, 1-15, 1989.
- Westercamp, D., and H. Traineau, Carte géologique au 1/20 000 de la Montagne Pelée, avec notice explicative, B.R.G.M. eds, Orléans, 1983 a.
- Westercamp, D., and H. Traineau, The past 5000 years of volcanic activity at Mt. Pelée, Martinique (F.W.I.): Implications for assessment of volcanic hazards, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 17: 159-185, 1983 b.

Young, S.R., R.S.J. Sparks, W.P. Aspinall, L.L. Lynch, A.D. Miller, R.E.A. Robertson, and J.B. Shepherd, Overview of the eruption of Soufriere Hills volcano, Montserrat, 18 July 1995 to December 1997, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 18, 3389-3392, 1998.

INTERFEROMETRIE RADAR APPLIQUEE AUX VOLCANS : CAS DE L'ETNA ET DES CHAMPS PHLÉGRÉENS (ITALIE)

VOLCANOLOGICAL APPLICATIONS OF RADAR INTERFEROMETRY: ETNA AND PHLEGREAN FIELDS (ITALY).

P. BRIOLE^{1,2}, A. AVALLONE³, F. BEAUDUCEL^{1,4}, A. BONFORTE⁵, V. CAYOL⁷, C. DEPLUS^{6,2}, C. DELACOURT⁸, J.-L. FROGER⁷, B. MALENGREAU⁷, G. PUGLISI⁹.

¹CNRS-UMR 7580, Laboratoire de Sismologie, Institut de Physique du Globe de Paris, 4 Place Jussieu, 75005 Paris. / ²Observatoires Volcanologiques, Institut de Physique du Globe de Paris, 4 place Jussieu, 75005 Paris. / ³Università "Federico II" - Dipartimento di Scienze Fisiche, Mostra d'Oltremare Pad. 16, 80125 Napoli - Italy. / ⁴Osservatorio Vesuviano, Via Manzoni 249, 80123 Napoli - Italy. / ⁵Istituto Internazionale di Vulcanologie, Piazza Roma 2, 95123 Catania, Italy. / ⁶CNRS-UMR 7577 Laboratoire de Gravimétrie, Institut de Physique du Globe de Paris, 4 Place Jussieu, 75005 Paris. / ⁷CNRS-UMR 6524 Magmas et Volcans, CRV, Université Blaise Pascal, 5 Rue Kessler, 63000 Clermont-Ferrand. / ⁸UCBL & ENSL, Laboratoire de Dynamique de la Lithosphère, Lyon

ABSTRACT

During the last few years, the radar images collected by the European satellites ERS1 and ERS2, the Japanese satellite JERS and the Canadian satellite RADARSAT have been used with success to create interferograms. This technique has been applied for geophysical applications like co-seismic deformation mapping, volcano deformation monitoring, landslides monitoring, mining subsidence detection, glaciers monitoring. Here we report the research carried out by our group on Etna volcano (Italy) and in the area of Naples (Italy) where are located several potentially active volcanoes (Vesuvius, Ischia) and where a subsidence of the caldera of Campi Flegrei is still on going in response to the 1982-1984 seismic crisis. Etna is the volcano that has been studied first using ERS SAR interferometry. Using this method, a large scale deflation of the volcano associated with the large 1991-1993 eruption was detected in data covering the second half of the eruption. Further studies showed that the local deformation fields located in Valle del Bove (East of the volcano) where associated with the compaction of the 1986-1987 and 1989 lava fields and also partly with a subsidence of the surrounding terrain in response to the load of the new deposited material. Other local deformation fields have been identified, corresponding to the 1983, 1981 and 1971 lava fields. However, due to its strong topography, interferograms of Etna are affected by tropospheric effects. Those effects must be eliminated in order to correctly interpret the fringes pattern. The problem of the troposphere has been first investigated from its theoretical point of view and using existing local meteorological data as well as radio-soundings data. Recently, thanks to the large amount of available interferograms, another approach has been investigated, consisting in the research of a correlation fringe/elevation in the interferograms themselves. This approach, operated either in automatic mode (automatic fringe unwrapping) or in manual mode proved to be efficient for most of the coherent interferograms. After removal of the tropospheric correction, the evolution of the deformation of the volcano at large scale between 1992 and 1998 has been inferred.

The subsidence occurring during the second half of the 1992 eruption as well as the uplift preceding the 1995 unrest of the Southeast crater are visible, but their amplitude is less than previously estimated. The depth of the modelled source of subsidence/uplift related to the large scale deformation is of the order of 6 to 8 km, not well constrained by the data. The study of the correlation fringe/elevation was possible only after a detailed analysis of the spatial and temporal properties of coherence of the Etna area. Indeed, the technique of fringe unwrapping for fringe/elevation correlation analysis is possible only if the poorly coherent pixels are eliminated. A map of the most coherent pixels of the volcano was produced. The recent lava fields as well as the towns and villages surrounding the volcano are the most coherent areas. The quality of the interferograms is also enhanced when high accuracy DEM (Digital Elevation Model) are used. Using kinematic GPS data collected along more than 100 km of road around the volcano, we assessed the accuracy of several DEMs of Etna. The most accurate DEM was produced by digitising 1/25.000^e maps of Etna. This DEM does not take into account the topographic changes due to the recent eruptions. Merging other more recent DEMs corresponding to those areas, we produced an updated relatively high accuracy DEM (± 3 m) of Etna. In the Naples area, we analysed interferograms in the period 1993-1996 and show that the Campi Flegrei caldera is still subsiding at a rate of about 30 mm/year.

1. INTRODUCTION

L'interférométrie d'images radar obtenue à partir de données des satellites européens ERS1 et ERS2, du satellite japonais JERS ainsi que du satellite canadien RADARSAT a permis, depuis 1992, d'améliorer sensiblement la mesure des déformations à la surface de la Terre. Cette technique a été appliquée, en particulier, à l'étude des déformations associées aux tremblements de Terre (Massonnet et al., 1993), aux mouvements de terrain (Carnec, 1996 ; Carnec et al., 1996 ; Fruneau et al., 1996), au fluage des glaciers (Goldstein et al., 1993) et également à l'étude des déformations volcaniques. Dans un article de synthèse, Massonnet et Feigl (1998) font

une revue détaillée de la méthode interférométrique et de ses applications. La majorité des résultats interférométriques ont été fournis par les satellites ERS1 et ERS2. La longueur d'onde du radar utilisé par ces satellites est de 56 mm, et une frange interférométrique correspond donc à 28 mm de déplacement apparent dans la direction de visée du satellite. Les thématiques de recherche actuelles portent sur :

- l'amélioration des logiciels de calculs, de filtrage et de déroulement automatique de franges.
- l'amélioration de la connaissance des orbites des satellites (Scharoo et al., 1998).
- l'amélioration des modèles numériques de terrain utilisés pour le calculs interférométrique (Ferretti et al., 1997, Froger et al., 1999).
- l'amélioration de la correction troposphérique à appliquer aux interférogrammes bruts (Delacourt et al., 1998, Hansen, 1998 ; Beauducel et al., 1999).
- la validation sur le terrain des mesures de déformation détectées par interférométrie, en particulier à l'aide de mesures GPS ou de nivellement.
- la prise en compte de la grande densité des données d'interférométrie pour améliorer la modélisation des déformations observées ou mettre en évidence des déformations non observées préalablement.

Nous avons appliqué ces thématiques aux travaux que nous avons effectués ces dernières années sur la région de Naples (Italie) et surtout sur l'Etna où l'interférométrie radar a apporté un nouvel élan à l'étude des déformations.

2. ETNA

L'Etna (**Figure n°1**) est l'un des volcans les plus actifs du monde. Il a été l'un des premiers sites d'application de l'interférométrie radar. Grâce aux différents types de surfaces présents sur le volcan, il a pu servir de cible privilégiée pour évaluer le potentiel de la méthode. Du fait de son activité presque continue et des conditions climatiques favorables, on peut trouver dans la même image radar des régions très cohérentes (notamment les coulées de lave récentes) et des régions peu cohérentes (forêts, zone sommitale du volcan). Ceci permet à la fois la détection de déformation dans les zones favorables (Massonnet et al., 1995 ; Briole et al., 1997 ; Lanari et al., 1998) et la possibilité de conduire des travaux méthodologiques sur les problèmes et les applications de la rétro-diffusion de la radiation radar (Coltelli et al., 1996). Situé en Europe, l'Etna est également placé de façon favorable pour bénéficier d'un accès fiable et rapide aux données radar (acquisition des données à la station de Fucino en Italie). Enfin, un très grand nombre de données de terrain, géophysiques et géochimiques, provenant des systèmes de surveillance de l'Istituto Internazionale di Vulcanologia sont disponibles sur ce volcan. Depuis le début des missions ERS1/2 (à partir de 1991), l'Etna

connaît une activité soutenue et variable dans l'espace et dans le temps. Après la fin de l'éruption latérale de décembre 1991 - mars 1993 aucune activité volcanique significative n'a été observée jusqu'à la mi 1995. A cette date a débuté une phase d'activité strombolienne aux cratères sommitaux qui a d'abord intéressé seulement le cratère nord-est (NEC) puis celui de la Bocca Nuova (BNC). L'activité dans ce dernier se poursuivait encore en février 1999. Au NEC, en revanche, l'activité a pris fin à la mi 1997 après avoir montré une grande variabilité dans les manifestations éruptives : d'abord une série d'épisodes de fontaines de laves espacés de jours voire de semaines de calme absolu (1995-1996), ensuite une activité strombolienne presque continue avec coulées de lave (1996) et finalement des épisodes d'effondrement du cratère espacés par de petites explosions stromboliennes. Au même moment, fin 1996, l'activité a débuté au Cratère sud-est (SEC), d'abord strombolienne, puis accompagnée de petites coulées de lave, qui ont produit le remplissage du cratère et provoqué des débordements de lave à la fin de

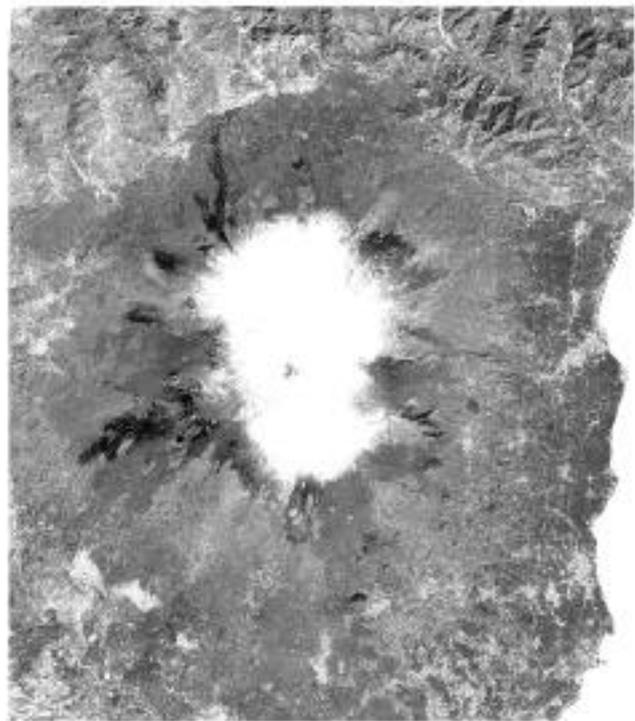


Fig. 1 : Image SPOT de l'Etna en hiver

1997. Toujours à la fin 1997 a commencé l'activité strombolienne à la Voragine (VRC) qui continuera pendant tout 1998 entraînant le remplissage du cratère.

Après deux puissantes explosions, dont au moins une sub-plinienne (Coltelli, comm. pers.) en juillet-août 1998, la VRC est redevenue calme. En revanche, l'activité au SEC a continué pendant tout 1998 et, à partir d'août, les fontaines de lave sont devenues plus fréquentes jusqu'au 4 février 1999, quand une fracture s'est

formée à la base de ce cratère donnant lieu à une coulée de lave toujours active fin février 1999. A partir de 1993, l'augmentation de l'activité volcanique a été accompagnée d'une inflation du volcan, avec un taux presque constant, comme le montrent des mesures de déformations du sol (GPS et EDM). Ceci suggère que l'activité observée aux cratères sommitaux pourrait être due à la recharge du système, impliquant probablement aussi des systèmes de stockage superficiels. Nos principaux travaux concernent :

- la validation de la précision des MNT disponibles.
- l'étude des déformations à grande longueur d'onde associées à l'éruption de 1991-1993.
- l'étude des déformations à courte longueur d'onde associées à la subsidence des coulées de 1986-1987 et 1989 en Valle del Bove.
- l'étude des déformations à courte longueur d'onde associées à la compaction de la coulée de 1991-1993 et la validation à l'aide de mesures GPS sur le terrain.
- l'étude des effets troposphériques à partir de données météorologiques acquises lors des passages du satellite.
- l'étude des effets troposphériques à partir de l'analyse intrinsèque des images (corrélation frange/altitude).
- la modélisation des déformations et l'étude de l'effet de la topographie sur la forme des interférogrammes dans le cas d'une source simple en profondeur.

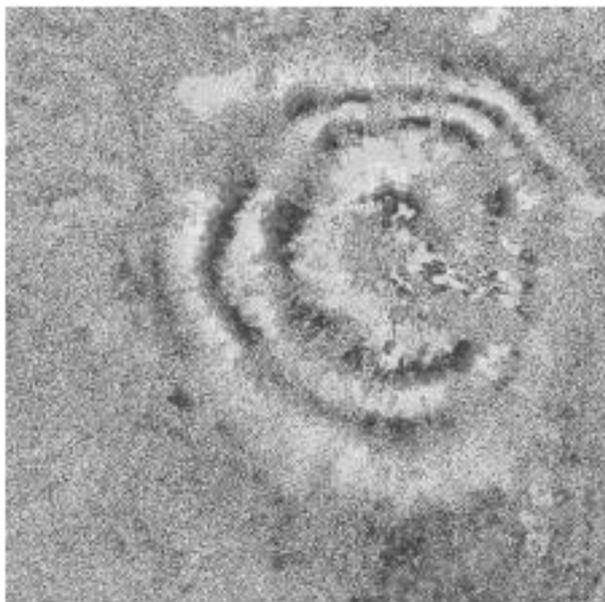


Fig. 2 : Exemple de subsidence à grande longueur d'onde à l'Etna (interférogramme de la période 1992-1993).

2.1. Études des déformations à grande longueur d'onde

Le premier travail effectué en interférométrie radar sur l'Etna a concerné la mise en évidence et la modélisation de déformations à grande longueur d'onde observées sur le volcan en 1992-1993 au cours de la seconde moitié de l'éruption de 1991-1993. La subsidence à grande longueur d'onde mise en évidence par ces données (**Figure n°2**) a été interprétée comme associée à une variation de volume dans un réservoir situé à 16 ± 3 km de profondeur (Massonnet et al., 1995). Une étude plus récente consacrée à la période 1993-1995 (Lanari et al., 1998) montre que le volcan se regonfle au cours de cette période, avec une profondeur de source estimée à 6 km environ.

2.2. Étude des déformations autour des coulées de 1986-1987, 1989 et 1991-1993

Nous avons observé dans de nombreux interférogrammes la présence de franges de déformation fortement corrélées avec les coulées de lave récentes de l'Etna. Dans le cas des coulées de 1986-1987 et 1989, nous avons pu montrer qu'une partie de la déformation peut être expliquée par la subsidence encore active du champ de lave plusieurs années après la mise en place de la coulée et en partie par un effet de relaxation de l'encaissant sous l'effet de la charge du matériau nouvellement déposé. Les temps caractéristiques de ces effets dépassent 10 ans. Sur la coulée de 1991-1993, les données interférométriques suggérant une subsidence supérieure à 10 cm/an dans la région la plus épaisse de la coulée (80 à 90 m de lave, **Figure n°3**) entre 1993 et 1995, nous avons effectué en 1997 et 1998 deux campagnes de mesures GPS sur un profil de 17 points espacés d'environ 100 m au niveau le plus épais de la coulée de 1991-1993. Les résultats des mesures GPS (**Table n°1**) confirment cette subsidence, avec une amplitude atteignant 16 cm/an.

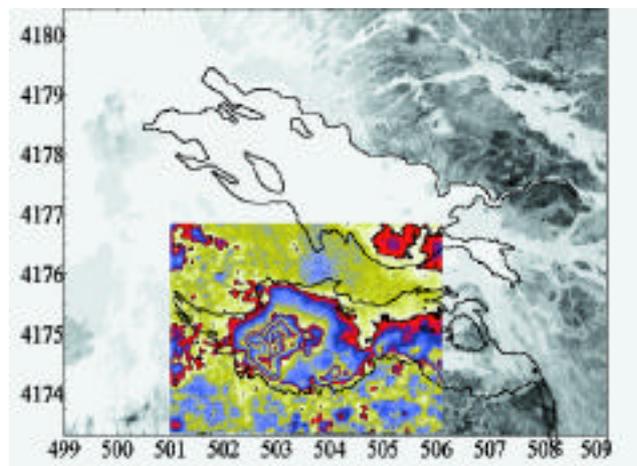


Fig. 3 : Déformations mesurées par interférométrie sur la coulée de 1991-1993 (coordonnées TM WGS84).

Pt	TM - Est	TM - Nord	Altitude	dE	dN	dU
1	502445.724	4174219.980	1826.643	2	-12	-8
2	502485.721	4174232.791	1819.542	11	5	-26
3	502540.786	4174256.310	1811.853	32	14	-53
4	502605.987	4174306.132	1810.824	27	22	-79
5	502652.082	4174366.749	1806.931	19	15	-98
6	502762.644	4174503.704	1780.341	31	24	-78
7	502836.292	4174576.113	1782.278	33	26	-151
8	502913.704	4174630.401	1784.534	-2	50	-141
9	502939.793	4174815.139	1774.183	-11	-26	-167
10	502906.036	4174905.272	1768.112	-5	20	-99
11	502916.692	4175005.560	1762.942	12	-5	-65
12	502964.582	4175115.927	1745.833	-10	0	-57
13	502979.805	4175242.650	1726.039	-21	-6	-48
14	502964.148	4175368.763	1722.626	26	1	-23
15	502926.074	4175465.056	1724.843	28	-13	-38
16	502999.300	4175608.714	1723.628	-1	-10	7
ref	502426.756	4173577.654	2074.455	0	0	0

Table 1 : Coordonnées TM 1997 (ellipsoïde WGS84) des points mesurés en Ville del Bove en 1997 et en 1998, ainsi du point de référence (SCAO - Schiena del Asino) et déplacements 1997-1998. Les altitudes sont sur l'ellipsoïde. SCAO a été positionné dans le système ITRF94 par rapport au point IGS de Matera. Les déplacements sont exprimés en millimètres. La déformation est maximale (16.7 cm en un an) au niveau du point le plus épais de la coulée.

2.3. Modélisation des déformations

La première modélisation des déformations à grandes longueur d'onde a été effectuée par Massonnet et al. (1995) à partir d'un modèle de source ponctuelle en demi espace infini élastique (Mogi, 1958). Cette modélisation conduit à une estimation peu précise de la profondeur de la source (± 3 km) et ne permet pas d'expliquer précisément la forme de l'interférogramme. En utilisant une méthode numérique par éléments frontières, un modèle 3D prenant en compte la topographie réelle du volcan a été calculé dans le cas d'une source sphérique (Cayol et Cornet, 1998). Cette modélisation a permis de réduire les incertitudes sur la profondeur de la source (16 ± 1 km sous le sommet de l'édifice) et d'expliquer l'aplatissement des déplacements vers le sommet de l'édifice (Figure 7d). Ce modèle 3D élastique n'explique cependant les observations qu'au premier ordre. L'asymétrie marquée de la géométrie des franges à grande longueur d'onde n'est pas reproduite. Nous discutons plus loin le rôle possible des effets troposphériques dans la géométrie des franges.

2.4. Validation de la précision des MNT

L'activité volcanique s'accompagne de déformations à courte longueur d'onde (injections de dyke, subsidence de coulées). Pour que l'interférométrie radar puisse permettre de détecter de telles déformations, une des conditions est de disposer d'un Modèle Numérique de Terrain

(MNT) suffisamment précis pour que des résidus topographiques ne bruent pas l'interférogramme. En effet, l'amplitude et la longueur d'onde de résidus topographiques peuvent être du même ordre que ceux des variations liées à des déformations près de dykes. Nous avons mené une étude systématique de la précision de huit MNT de l'Etna à partir d'un levé GPS cinématique effectué en Avril 1998. La première étape de l'étude a consisté à ramener les huit MNT dans un système géographique commun (x, y : coordonnées kilométriques TM WGS84, z : altitudes en mètres par rapport à l'ellipsoïde WGS84) compatible avec celui des données GPS (ITRF94). L'écart entre les coordonnées WGS84 et l'ITRF94 est inférieur à 1 m et donc petit par rapport à la précision attendue des MNT. La seconde étape a consisté à calculer l'écart type des résidus obtenus en faisant la différen-

MNT	Méthode	L. ILLS.
ISTAR-1	Stéréophotogrammétrie SPOT	16 m
UCL-SPOT	Stéréophotogrammétrie SPOT	9 m
GNV-25	Photogrammétrie + digitalisation	5 m
IRECE	Déroulement d'interférogrammes	10 m
POLIMI-1	Déroulement d'interférogrammes	8 m
POLIMI-2	Idem + MNT GNV-25	7 m
Pareschi-DEM	Digitalisation de cartes	3 m
UBP-VDB	Digitalisation de cartes	13 m

Table 2

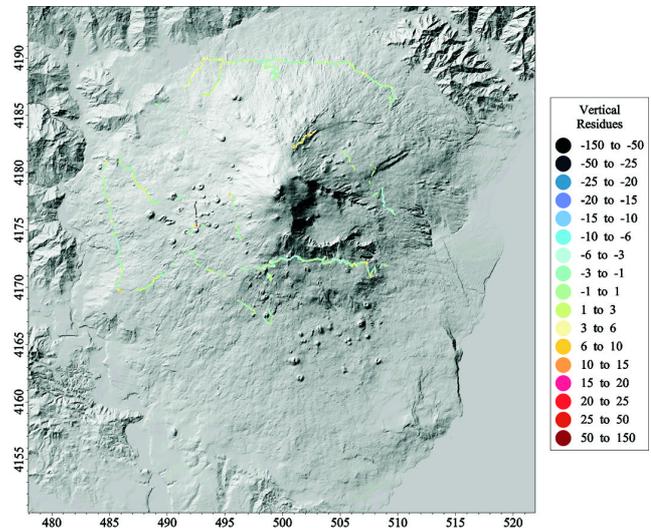


Fig. 4 : Validation du MNT Pareschi à partir de données de GPS cinématique

ce des valeurs d'altitude données par les mesures GPS avec les valeurs d'altitude données par chacun des huit MNT (environ 12 000 valeurs de résidus ramenées à environ 2 000 valeurs après interpolation). L'écart type ainsi calculé est probablement un bon estimateur de la qualité globale d'un MNT. La Figure n°4 montre l'emplacement des 12 000 mesures GPS sur la représentation ombrée du MNT ayant le plus faible écart type.

VOIR CAHIER COULEUR

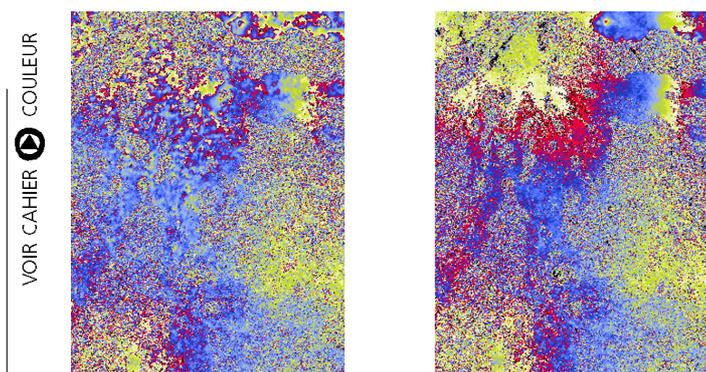


Fig. 5 : Amélioration d'un interférogramme par utilisation d'un MNT plus précis. (a) calcul avec le MNT ISTAR-1 (gauche), (b) calcul avec le MNT Pareschi (droite).

La **Figure n°5** montre une portion du même interférogramme calculé avec les MNT ayant le plus fort écart type (ISTAR-1) et le plus faible écart type (Pareschi). On peut noter la diminution du bruit haute fréquence sur le second interférogramme. Nous présentons dans la **Table n°2** les huit MNT testés en précisant leur origine, leur mode de réalisation et le résultat du calcul d'écart type. Le meilleur MNT global est obtenu à partir de la numérisation de courbes de niveaux des cartes au 1/25 000^e disponibles sur l'Etna. Il a été remplacé par des MNT plus récents dans les régions de coulées récentes de façon à disposer d'un MNT de référence actuel pour l'ensemble de l'Etna. La précision du MNT résultat est de l'ordre de ± 3 m.

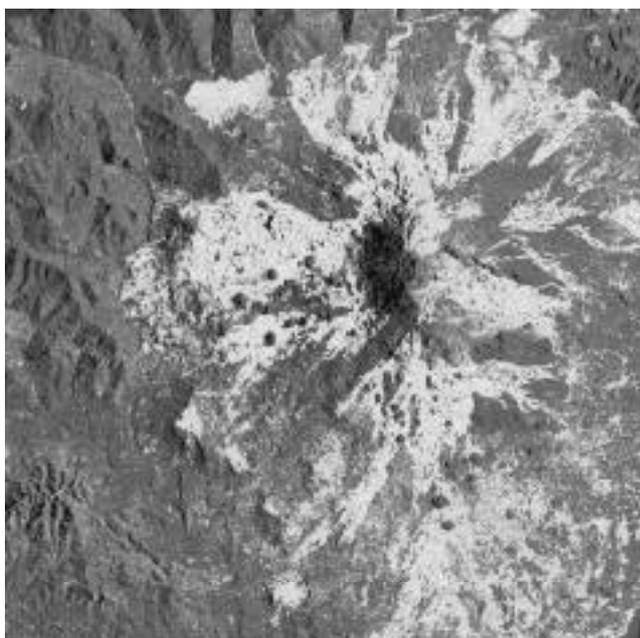


Fig. 6 : Masque de cohérence obtenu par combinaison de 221 interférogrammes (1992-1998). L'échelle va de blanc (très cohérent) à noir (pas cohérent). Les coulées de lave récentes et les agglomérations sont bien mises en évidence.

2.5. Cohérence des images SAR sur l'Etna

La cohérence d'un interférogramme peut se définir à partir de l'inverse du gradient spatial de phase. Elle traduit, pour chaque point de l'image, la probabilité de retrouver une valeur de phase proche sur les pixels alentours. Elle reflète la variabilité de l'état de surface du sol et est utilisée dans de nombreux travaux pour caractériser les réflecteurs naturels. Nous avons sélectionné 221 interférogrammes de la période 1992 à 1998, et avons calculé une carte de cohérence pour chacun d'eux. La sommation de ces cartes fournit une "carte de cohérence collective" (**Figure n° 6**) qui représente la persistance de cohérence sur le long terme (Beauducel et al., 1999). Contrairement aux cartes de cohérence individuelles, la carte collective présente une haute résolution grâce aux nombreuses sommations. On y distingue la géométrie des coulées de lave récentes ou non couvertes de végétation, les zones habitées et les routes avec une précision spatiale pratiquement égale à 40 m (taille du pixel de nos images). Nous avons utilisé cette carte pour sélectionner et classer les pixels des interférogrammes de l'Etna. Cela a permis de masquer de façon automatique les images, pour ne conserver que les valeurs de phase valides et ainsi réduire à quelques milliers le nombre de données utilisées dans les modèles, contre les 3 millions de valeurs originales bruitées (voir **Figure n°7b**).

D'autre part, environ 800 pixels ont montré entre 98 % et 100 % de maintien de cohérence sur la période considérée ; ceux-ci sont interprétés comme "réflecteurs permanents" et pourront être localisés sur le terrain de façon à participer aux études plus fondamentales des ondes radar.

2.6. Étude des effets troposphériques

La précision de l'interférométrie différentielle pour la détection des mouvements de surface se trouve limitée par les effets atmosphériques. Une modification des conditions atmosphériques dans la couche basse de l'atmosphère (troposphère) entre les instants d'acquisition des images induit une variation du trajet de l'onde radar, se traduisant par une rotation de phase sur l'interférogramme. Dans les régions à fort relief, cet effet est critique car la rotation de phase d'origine troposphérique dépend de l'altitude de chaque point. Le système de franges parasites n'est plus uniforme pour toute l'image et peut masquer le signal géophysique. Nous avons développé un modèle permettant de simuler l'effet troposphérique à partir de données météorologiques (humidité, pression, température) acquises en quelques points de l'image (Delacourt, 1997). L'application de ce modèle a permis d'améliorer la précision sur la mesure des déformations du volcan lors de l'éruption de 1991-93 sur l'Etna (Delacourt et al., 1998). Les corrections troposphériques différentielles mises en évidence dans notre étude pouvaient atteindre deux franges soit l'équivalent de 56 mm de déformation.

Dans le cadre de cette étude, nous avons trouvé une subsidence maximum de 13 ± 3 mm/mois de l'ensemble du volcan durant la deuxième moitié de l'éruption de 1991-1993, un arrêt de la déformation un mois avant la fin de l'éruption, puis une phase de gonflement (3 mm/mois) dans les mois suivants. Par la suite, nous avons cherché à réaliser une correction troposphérique

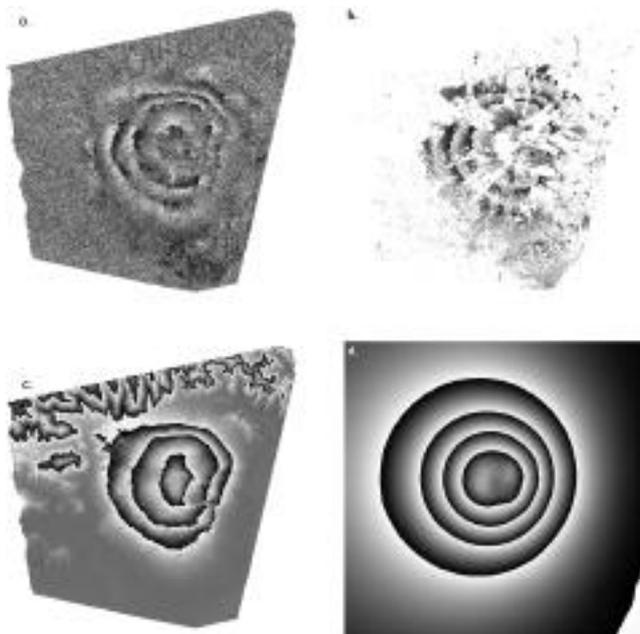


Fig. 7 : (a) interférogramme de l'Etna (septembre 1992 - octobre 1993), (b) interférogramme après application du masque de cohérence, (c) modèle de correction météorologique basé sur l'analyse de corrélation franges/altitude, (d) modèle de déformation supposant une source sphérique en profondeur et prenant en compte la topographie (Cayol and Cornet, 1998). On voit qu'un modèle de troposphère stratifiée permet de reproduire certaines observations (ici jusqu'à 3.8 franges) mieux que ne le fait un modèle de déformation tridimensionnel. L'interprétation des déformations du volcan doit donc impérativement tenir compte des effets troposphériques.

des interférogrammes à partir d'une éventuelle corrélation phase-relief extractible de l'image elle-même. L'inversion simultanée d'un modèle de déformation et de troposphère stratifiée, appliquée à 221 interférogrammes de la période 1992-1998, a confirmé les variations temporelles de délais troposphériques trouvées par l'étude précédente, tout en montrant que ces effets pouvaient dépasser 3 franges (Figure n°7). Les conclusions de cette étude (Beauducel et al., 1999) suggèrent que la majeure partie la plus importante des franges observées à grande longueur d'onde sur l'Etna depuis 1992 pourraient être d'origine troposphérique. Il s'agirait d'un résultat allant à l'encontre des conclusions des travaux précédents. Une confrontation détaillée avec les données GPS disponibles est en cours afin de corroborer ou non ces nouveaux résultats. L'étude des effets atmosphériques se révèle ainsi primordiale dans l'interprétation des données SAR.

3. CHAMPS PHLÉGRÉENS

La caldeira des Champs Phlégréens a été l'objet de deux importants phénomènes de soulèvement, le dernier durant la période 1982-1984, et a ensuite repris un régime de subsidence. Six interférogrammes de Naples couvrant l'intervalle 1993-1996 ont été calculés (Avallone et al., 1999). Bien que l'altitude d'ambiguïté des couples sélectionnés soit élevée, la cohérence des interférogrammes n'a pas de relation avec l'intervalle de temps considéré ni avec la saison durant laquelle les images ont été acquises. L'interférogramme le plus cohérent (Figure n°8), correspondant à la période 14 février 1993 - 3 avril 1996. Il montre que le centre de la caldeira des Champs Phlégréens, a été l'objet d'une subsidence de trois franges (84 mm). Ce résultat est en accord avec la valeur de 32 mm/an obtenue par nivellement dans la même zone durant la même période (Osservatorio Vesuviano, 1998). Un modèle de déformation utilisant le formalisme de Mogi (1958) indique une source de déflation localisée à

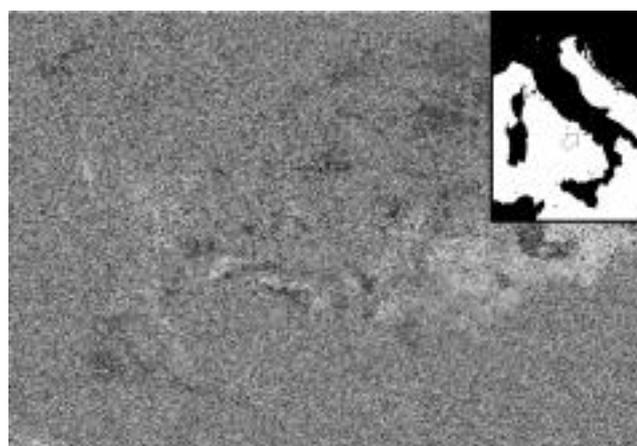


Fig. 8 : Interférogramme de la région napolitaine (14 février 1993 au 3 avril 1996). On observe environ trois franges de déflation sur la zone des Champs Phlégréens.

2.7 km de profondeur, centrée en mer à environ 700 m au sud-ouest du port de Pozzuoli. La géométrie et l'extension superficielle du champ de déformation, obtenu par l'interférométrie différentielle font apparaître une allure et une longueur d'onde identiques à ceux observés lors de la phase d'inflation entre 1982 et 1984. Cela suggère la présence d'une région source unique dans laquelle se localisent à la fois les moteurs de l'inflation de 1982-1984 et de la déflation. La précision du résultat interférométrique est significativement inférieure à la précision classique des nivellements, mais la couverture superficielle est plus dense. La validation réciproque des observations nivellement et interférométriques aux Champs Phlégréens renforce considérablement notre connaissance des barres d'erreur sur les mesures interférométriques. L'existence conjointe des deux types de données permet de caler en absolu les franges. La valida-

tion des données interférométriques ainsi réalisée, la mise en œuvre de calculs de modélisation 3D plus raffinés que précédemment devient possible.

REMERCIEMENTS

Les travaux présentés dans ce papier ont été soutenus par le CNRS-INSU (programmes PNRN et PNTS), la Commission Européenne (projet DGXII Madviews, ENV-CT96-0294) et l'ESA (projet Empedocle).

RÉFÉRENCES

- Arnaud, A., Etude et analyse des artefacts dans la construction de l'image interférométrique radar, Thèse de l'Institut National Polytechnique de Toulouse, 1997.
- Avallone, A., P. Briole, C. Delacourt, A. Zollo and F. Beauducel, Subsidence of Campi Flegrei (Italy) detected by SAR interferometry, submitted to *Geophys. Res. Lett.*, 1999.
- Baldi P., S. Bonvalot, P. Briole and M. Marsella, Digital photogrammetry and kinematic GPS for monitoring volcanic areas, submitted to *Geophys. J. Int.*, 1999.
- Beauducel, F., P. Briole and J.L. Froger, SAR interferometry fringes observed on Mount Etna: Real deformation or tropospheric artefact?, submitted to *J. Geophys. Res.*, 1999.
- Briole, P., D. Massonnet and C. Delacourt, Post-eruptive deformation associated with the 1986-87 and 1989 lava flows of Etna detected by radar interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 1,37-40, 1997.
- Carnec, C., Interférométrie SAR différentielle, Application à la détection des mouvements de terrain, Thèse de l'Université Paris VII, 1996.
- Carnec, C., D. Massonnet, and C. King, Two examples of the use of SAR interferometry on displacement fields of small spatial extent, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 3579-3582, 1996.
- Cayol, V., Analyse élastostatique tridimensionnelle du champ de déformation des édifices volcaniques par éléments frontières mixtes, Thèse de l'Université Paris VII, 1996.
- Cayol, V. and F.H. Cornet, Effects of topography on the interpretation of the deformation field of prominent volcanoes. Application to Etna, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1979-1982, 1988.
- Cayol, V., J.L. Froger and P. Briole, Two-dimensional modelling of the time-dependant displacement associated with the 1989 Etna lava flow, in EU-DGXII-MADVIEWS final report, 1999.
- Coltelli, M., Fornaro G., Franceschetti G., Lanari R., Migliaccio M., Moreira J. R., Papathanassiou P., Puglisi G., Riccio D., Schwabish M., SIR-C/X-SAR Multifrequency Multipass Interferometry: a new Tool for Geological Interpretation, *J. Geoph. Res.*, E12, 23127-23148, 1996.
- Delacourt, C., Détection et analyse de mouvements de surface par interférométrie différentielle, Thèse de l'Institut de Physique du Globe de Paris, 1997.
- Delacourt, P. Briole and J. Achache, Tropospheric corrections of SAR interferograms with strong topography. Application to Etna, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 2849-2852, 1998.
- Ferretti, A., C. Prati and F. Rocca, Multibaseline InSAR DEM Reconstruction: the Wavelet Approach, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, to be published
- Ferretti, A., Monti Guarnieri, C. Prati and F. Rocca, Multi-Baseline Interferometric Techniques and Applications, Proc. FRINGE 96 Workshop – Zurich, 1996, <http://www.gco.unizh.ch/rsl/fringe96/>
- Ferretti, A., C. Prati, F. Rocca and A. Monti Guarnieri, Multi-baseline SAR Interferometry for automatic DEM reconstruction, Proc. 3rd ESR Symposium, Florence, 1997, <http://florence97.ers-symposium.org/>
- Froger, J.-L., P. Briole, A. Arnaud and G. Puglisi, Use of ERS Tandem interferograms to improve Digital Elevation Model. Example of Mt Etna, Italy, submitted.
- Froger, J.-L., P. Briole, C. Delacourt, A. Arnaud, G. Puglisi, C. Deplus and F. Obrizzo, Short wavelength deformation of Etna revealed by five years of SAR interferometry, *Bull. Volc.*, en préparation, 1999.
- Froger, J.-L., B. Malengreau et P. Briole, Etude qualitative des Modèles Numériques de Terrain disponibles sur le Mont Etna, <http://www.obs/terre/insar/rest/empe/index.html>, 1999.
- Fruneau, B., J. Achache and C. Delacourt, Observation and modeling of the Saint-Etienne-de-Tinée landslide using SAR interferometry, *Tectonophysics*, 265, 181-190, 1996.
- Goldstein, R.M., H. Engelhardt, B. Kamb and R. Frolich, Satellite radar interferometry for monitoring ice sheet motion: Application to an Antarctic ice stream, *Science*, 262, 1525-1534, 1993.
- Hansen, R., Assessment of the role of Atmospheric heterogeneities in ERS tandem SAR interferometry, Delft University Press, DEOS Report n° 98.1, 1998.
- Harris, A., A. J. L., Blake, S., Rothery, D. A. and N.F. Stevens, A chronology of the 1991 to 1993 Etna eruption using AVHRR data: implications for real time thermal volcano monitoring, *J. Geophys. Res.*, 102, 7985-8003, 1997.
- Lanari, R., P. Lundgren, and E. Sansosti, Dynamic Deformation of Etna Volcano observed by Satellite Radar Interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1541-1544, 1998.
- Lu, Z., R. Fatland, M. Wyss, S. Li, J. Eichelberer, J. Dean, and J. Freymueller, Deformation of New Trident volcano measured by the ERS-1 SAR interferometry, Katmai National Park, Alaska, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 695-698, 1997.
- Lu, Z., D. Mann and J. Freymueller, Satellite interferometry measures deformation at Okmok volcano, *EOS*, 79, 39, 461-470, 1998.
- Lu, Z. and J. Freymueller, Synthetic aperture radar (SAR) interferometry coherence analysis over Katmai volcano group, Alaska, *J. Geophys. Res.*, in press, 1999.
- Massonnet, D., M. Rossi, C. Carmona, F. Adragna, G. Peltzer, K. Feigl and T. Rabaute, The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry, *Nature*, 364, 138-142, 1993.
- Massonnet, D., P. Briole and A. Arnaud, Deflation of mount Etna monitored by spaceborne radar interferometry, *Nature*, 375, 567-570, 1995.

- Massonnet, D. and K.L. Feigl, Radar interferometry and its application to changes in the Earth's surface, *Rev. Geophys.*, 36, 441-500, 1998.
- Mogi, K., Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them, *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo*, 36, 99-134, 1958.
- Mouginis-Mark, P. J. and H. Garbeil, Digital topography of volcanoes from radar interferometry: an example from Mt Vesuvius, Italy, *Bull. Volcanol.*, 55, 566-570, 1993.
- Osservatorio Vesuviano, Rendiconti dell'attività di sorveglianza, gennaio 1998.
- Sansosti, E., M. Tesauro, R. Lanari, G. Fornaro, G. Puglisi, G. Franceschetti, M. Coltelli, Digital Elevation Model Generation Using Ascending and Descending ERS-1/ERS-2 Tandem Data, to be published in *Int. J. Remote Sensing*, 1999.
- Scharoo, R., P.N.A.M. Visser and G.J. Mets, Precise orbit determination and gravity field improvement for ERS satellites, *J. Geophys. Res.*, 103, C4, 8113-8127, 1998.
- Sigmundsson, F., H. Vadon, and D. Massonnet, Readjustment of the Krafla spreading segment to crustal rifting measured by Satellite Radar Interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 1843-1846, 1997.
- Sigmundsson, F., P. Durand and D. Massonnet, Opening of an eruptive fissure and seaward displacement at Piton de la Fournaise volcano measured by RADARSAT satellite radar interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, in press.
- Stevens, N.F., J.B. Murray and G. Wadge, The volume and shape of the 1991-93 lava flow field at Mount Etna, Sicily, *Bull. Volcanol.*, 58, 449-454, 1997.
- Stevens, N.F., Lava flow volume and geomorphology from SAR interferometry, PhD thesis, University of Reading, UK, 1988.
- Thatcher, W. and D. Massonnet, Crustal deformation at Long Valley caldera, eastern California, 1992-1996 inferred from satellite radar interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 2519-2522, 1997.
- Tarayre, H., Extraction de Modèles Numériques de Terrain par interférométrie radar satellitaire : algorithme et artéfacts atmosphériques, Thèse de l'Institut National Polytechnique de Toulouse, 47-63, 1996.
- Wadge, G., J. Achache, A. Ferretti, P.W. Francis, J. Morley, J.P. Muller, C. Prati, F. Rocca, N.F. Stevens, M. Upton and C.A. Williams, Volcano Monitoring Using Interferometric SAR, *Proc. 2nd ERS Symposium, Florence 17-21 March 1997*, ESASP-414, 469-473, 1997.
- Williams, C.A. and G. Wadge, The effects of topography on magma chamber deformation models: Application to Mt. Etna and radar interferometry. *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1549-1552, 1998.
- Zebker, H. A., C. L. Werner, P. A. Rosen and S. Hensley, Accuracy of topographic maps derived from ERS-1 interferometric radar, *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sensing*, 32, 823-836, 1994.
- Zebker, H. A., P. A. Rosen and S. Hensley, Atmospheric effects in interferometric synthetic aperture radar surface deformation and topographic maps, *J. Geophys. Res.*, 102, B4, 7547-7563, 1997.
- Wicks, Jr. C., W. Thatcher and D. Dzurisin, Migration of fluids beneath Yellowstone caldera inferred from satellite radar interferometry, *Science*, 282, 458-462, 1988.

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

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

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

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

ABSTRACT

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

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

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

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

1. INTRODUCTION : OBJETS ET MÉTHODES

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

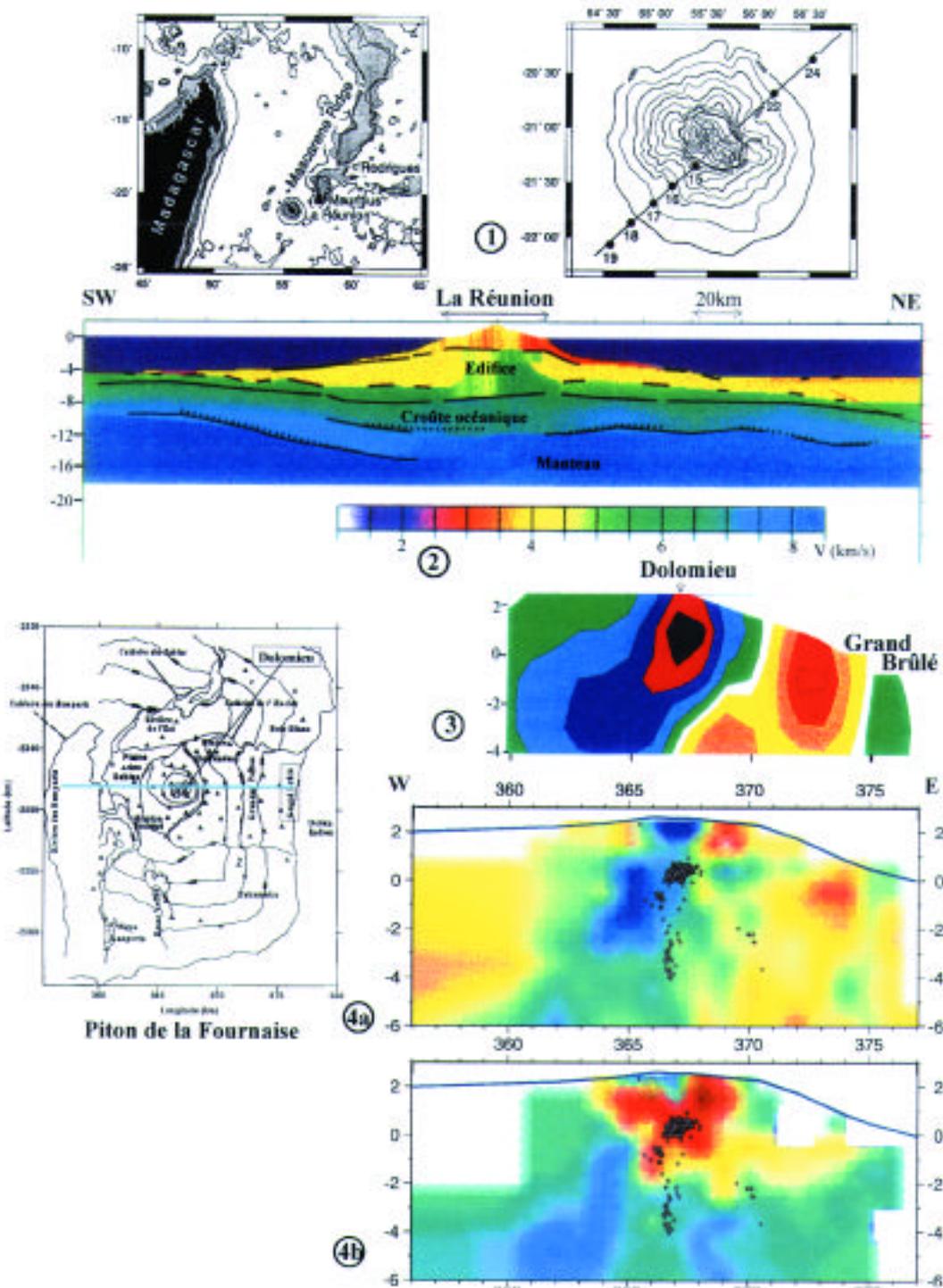
A travers l'Etna même, les données de sismique réflexion, celles de réfraction à l'échelle crustale et régionale, et aussi d'une ébauche de tomographie profonde, par premières arrivées télé-sismiques et par conversion de mode dans les fonctions de transfert, imagent la topographie du Moho (Hirn et al.,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

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

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

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

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



VOIR CAHIER COULEUR

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

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

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

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

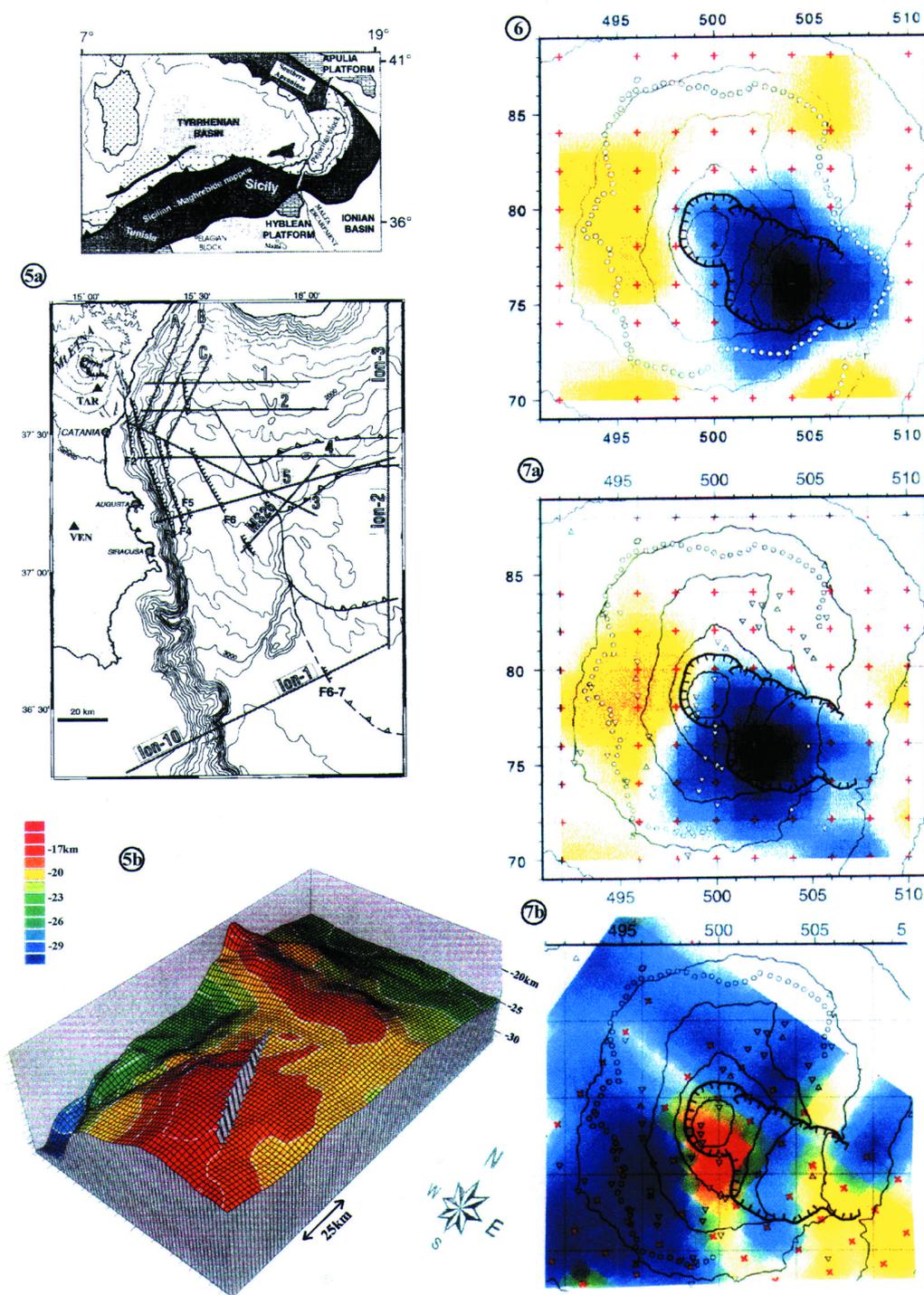


Fig. 5 : D'après Nicolich et al., (soumis). a) L'Etna près de la côte Est de la Sicile dans son cadre géologique sur le complexe de subduction de la marge de l'Afrique sous l'Europe. Localisation des failles normales actives (F1-F7) révélées par la grille de profils de réflexion en mer.

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

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

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

a) déviation de V_p . b) valeur de V_p/V_s .

VOIR CAHIER COULEUR

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

REMERCIEMENTS

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

RÉFÉRENCES

- Accaino, F., M. Romanelli, L. Petronio, L. Cernobori, M. Laigle, and ETNASEIS group, 1998. Etna: refraction and near vertical seismic reflection data on the volcanic edifice, in *The European Laboratory Volcanoes* (Casale, R., Fytikas, M., Sigvaldasson, G. and Vougioukalakis, eds.) European Commission, EUR 18161 EN, 421-430.
- Aki, K., Christoffersson, A., and Husebye, E. S., 1976. Three-dimensional seismic structure of the lithosphere under the Montana LASA, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 501-524.
- Aki, K., and Lee, W. H. K., 1976. Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first arrival from local earthquakes. 1-A homogeneous initial model, *J. Geophys. Res.*, 81, 4381-4399.
- Albarède, F., 1993. Residence time analysis of geochemical fluctuations in volcanic series, *Geochim. and Cosmochim. Acta*, 57, 615-621.

- Allard, P., 1997, Endogenous magma degassing and storage at Mount Etna, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 2219-2222.
- Allard, P., Carbone, J., Dajčević, D., Le Bronec, J., More, P., Robe, M.C., Maurenas, J.M., Faivre-Pierret, R., Martin, D., Sabroux, J.C., and Zettwoog, P., 1991, Eruptive and diffuse emissions of CO₂ from Mount Etna, *Nature*, 351, 387-391.
- Charvis, P., Laesanpura, A., Gallart, J., Hirn, A., Lépine, J.-C., de Voogd, B., and Pontoise, B., Spatial distribution of hotspot material added into the lithosphere under La Réunion from Wide-angle seismic data. *Sous presse J. Geophys. Res.*, 1999.
- De Voogd, B., Pou Palomé, S., Hirn, A., Charvis, Ph., Gallart, J., Rousset, D., Danobeitia, J., and Perroud, H., Vertical movements and material transport during hotspot activity: Seismic reflection profiling offshore La Réunion. *Sous presse J. Geophys. Res.*, 1999.
- Evans, J. R., and Zucca, J. J., 1993. Active source, high-resolution (NeHT) tomography: velocity and Q, in *Seismic Tomography: Theory and Practice* (Iyer, H. M. and Hirahara, K., eds.) Chapman et Hall, 695-727
- Ferrucci, F., and Patanè, G., 1993. Seismic activity accompanying the outbreak of the 1991-1993 eruption of Mt Etna (Italy). *J. Volc. and Geotherm. Res.*, 57, 125-135
- Gallart, J., Hirn, A., Nicolich, R., and Brandsdottir, B., Final report of FURNASEIS project, EV5V-CJ92-0188, 1996
- Gallart, J., Driad, L., Charvis, Ph., Sapin, M., Hirn, A., Diaz, J., de Voogd, B., and Sachpazi, M. Perturbation to the lithosphere along the hotspot track of La Réunion, from an offshore-onshore seismic transect. *Sous presse J. Geophys. Res.*, 1999.
- Hirn, A., et Nercessian, A., 1980. Mont Dore : Etude tri-dimensionnelle par des méthodes de sismique transmission, Report on Contract 578 78 EGF, R and D program Geothermal Energy, Commission of the European Communities, Brussels, p. 118.
- Hirn, A., Sachpazi, M., and Nercessian, A., 1989. Elements for a model of the geothermal field of Milos from seismological data. *Geothermics*, 18, 579-595.
- Hirn, A., Lépine, J.-C., Sapin, M., and Delorme, H., 1991a. Episodes of pit-crater collapse documented by seismology at Piton de la Fournaise. *J. Volcan. and Geotherm. Res.*, 47, 89-104
- Hirn, A., Nercessian, A., Sapin, M., Ferrucci, F. & Wittlinger, G., 1991b. Seismic heterogeneity of Mt Etna: structure and activity. *Geophys. J. Int.*, 105, 1391-53
- Hirn, A., Nicolich, R., Gallart, J., and Brandsdottir, B., 1996. Final report of project ETNASEIS EV5V-CJ92-0187
- Hirn, A., Nicolich, R., Gallart, J., Laigle, M., Cernobori, L., ETNASEIS Scientific Group, 1997, Roots of Etna volcano in faults of great earthquakes, *Earth & Planet. Sc. Lett.*, 148, 171-191.
- Hirn, A., Laigle, M., Diaz, J., and Petronio, L. Seismic evidence for a mantle upwarp at Etna volcano: a possible ponding level reconciling observations on structure and magmatism. *En préparation* 1999.
- Laigle, M., 1998. Images sismiques de l'Etna à diverses échelles : nouveaux éléments sur son comportement et le cadre régional. Thèse Univ. Paris 7, 288 pp.
- Laigle, M., and Hirn, A., Explosion-seismic tomography of a magmatic body beneath the edifice of Mt Etna: volatile discharge and tectonic control of volcanism. *Geophys. Res. Lett.*, soumis 1998
- Laigle, M., Hirn, A., Sapin, M., Lépine, J.C., Petronio, L., and Diaz, J., P and S dense-array earthquake tomography at Etna. *J. Geophys. Res.*, soumis 1999.
- Laigle, M., Hirn, A., Nicolich, R., Gallart, J., Cernobori, L., Etna volcano and evolution: intrusions, rift-zones, flank tectonics, *J. Volcanol. and Geotherm. Res.*, en préparation.
- Laigle, M., L. Petronio, M. Romanelli, F. Accaino, and ETNASEIS Group, 1998. Etna: data of cross-volcano seismic transmission, in *The European Laboratory Volcanoes* (Casale, R., Fytikas, M., Sigvaldasson, G. and Vougioukalakis, eds.) European Commission, EUR 18161 EN, 431-442.
- Lankar, V., and Hirn, A. Artificial source seismic transmission tomography of Piton de la Fournaise intraplate volcano (La Réunion Island, Indian Ocean), *Geoph. J. Int.*, à soumettre 1999.
- Lépine, J.-C., Sapin, M., Hirn, A., Piton de la Fournaise augmented P and S tomography and the March 1998 eruptive seismic crisis. *Geophys. J. Int.*, to be submitted.
- Nercessian, A., Sapin, M., Hirn, A., Wittlinger, G., and Djeddi, 1983. Local earthquakes on three-component seismographs: heterogeneity in the aftershock zone of El Asnam, Algeria (10.10.1980). *Geophys. Res. Lett.*, 10, 693-696.
- Nercessian A., Hirn A. and Tarantola A., 1984, Three-dimensional seismic transmission prospecting of the Mont Dore volcano, France. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 76, 299-306.
- Nercessian, A., Hirn, A., Lépine, J.C. and Sapin, M., 1996. Internal structure of Piton de la Fournaise volcano from seismic wave propagation and earthquake distribution. *J. Volcan. and Geoth. Res.*, 70, 123-143.
- Nicolich, R., Laigle, M., Hirn, A., Cernobori, L., Gallart, J. Seismic structure of the upper lithosphere of the Ionian margin of Sicily: Etna volcano in the regional frame of recent evolution, soumis *Tectonophysics* 1998.
- Nunnari, G., and Puglisi, G., Ground deformation studies during the 1991-1993 Etna eruption using GPS data. *Acta Volcanol.*, 4, 101-107, 1994
- Wiemer, S., and McNutt, S. R., Variations in the frequency-magnitude distribution with depth in two volcanic areas: Mount St Helens, Washington, and Mt Spurr, Alaska. *Geophys. Res. Lett.*, 24, 189-192, 1997.
- Sapin, M., Hirn, A., Lépine, J.C. and Nercessian, A., 1996. Stress, failure and fluid flow deduced from earthquakes accompanying eruptions at Piton de la Fournaise volcano. *J. Volcan. and Geoth. Res.*, 70, 145-167
- Sharp, A. D. L., Davis, P.M., and Gray, F., 1980. A low velocity zone beneath Mount Etna and magma storage. *Nature*, 287, 587-591.
- Tarantola A., and Nercessian A., 1984, Three-dimensional inversion without blocks. *Geophys. J. R. astr. Soc.* 76, 299-306.
- Treuil, M., and Joron, J.-L., Etude géochimique des éléments en traces dans les laves émises au cours de l'éruption 1991-1993 de l'Etna. Mise en évidence des contributions de la source, de la fusion partielle, de la différenciation et des modalités de transfert des magmas. *Acta Volc.*, 4, 29-45, 1994

ABSTRACT

Scaled experiments have been conducted in the volcanological experimental laboratory in Clermont-Ferrand (France) on the structural evolution of volcanic edifices. Similarity conditions between models and nature are presented in terms of dimensionless numbers according to the Buckingham π theorem. It is shown that quantities such as length, stress or viscosity must be scaled down by different factors so that each dimensionless number is the same in nature and experiments.

Three different types of experiments are discussed: (i) spreading of the whole volcano under its own weight, (ii) formation of cryptodome intrusions during the magma ascent into large stratovolcanoes, as at Mt St Helens and (iii) caldera formation. The kinematical and mechanical interpretations of the transient deformation for each processes is then described in some detail. Experiments give important insight into natural processes, allowing better understanding of natural phenomena.

The interaction between regional tectonics and the loading of volcanic edifices on their substratum has also been studied experimentally. These experiments reveal that regional stresses are reoriented by volcano loading to cause structures within and away from the volcanic edifice. As an example, extension with graben formation is caused within volcanoes submitted to large-scale regional strike slip deformation. It is also observed that volcanoes on one side of a rift may capture it, forming the axis of a new rift.

Comparison of experimental results with numerical modeling and natural field data indicate that scale modeling is a powerful method to volcano deformation study.

1. INTRODUCTION

Les édifices volcaniques sont caractérisés par des alternances de périodes de croissance (endogène et exogène) et de périodes de destruction. Les périodes de destruction sont liées à divers processus et se déroulent à différentes échelles de temps. On sait, par exemple, que certains édifices s'étalent sous leur propre poids grâce au fluage d'une couche de faible résistance mécanique localisée dans le substratum (Borgia et al., 1992 ; Borgia, 1994 ; Merle et Borgia, 1996 ; van Wyk de Vries et

Francis, 1997). Ce phénomène est relativement lent, de l'ordre de quelques milliers d'années. En revanche, d'autres phénomènes de destruction sont instantanés et correspondent à l'effondrement d'une portion de l'édifice associée à la montée du magma. L'exemple emblématique de ce deuxième type d'instabilité reste l'éruption du Mt St Helens en 1980 (e.g. Lipman et al., 1981).

L'évolution structurale et mécanique de ces différentes instabilités peut être étudiée au laboratoire à l'aide de modèles réduits. Si les expériences sont correctement dimensionnées, l'évolution au cours du temps des prototypes expérimentaux permet de comprendre et d'interpréter les données naturelles recueillies sur les édifices naturels. Nous résumons ici trois études expérimentales sur l'étalement gravitaire des édifices sous leur propre poids, sur les déformations induites par la formation d'un cryptodôme pendant l'ascension du magma et sur la formation des calderas. Enfin, nous montrons que la modélisation analogique se révèle également un outil particulièrement adéquat pour comprendre les interactions entre la tectonique régionale et l'évolution structurale des édifices volcaniques.

2. DIMENSIONNEMENT

Le principe de base du dimensionnement repose sur la similarité entre les modèles expérimentaux et les édifices naturels. Celle-ci ne peut être atteinte que si le modèle est géométriquement, cinématiquement et dynamiquement similaire à l'objet naturel. Le modèle est considéré cinématiquement similaire à l'objet naturel s'il reste géométriquement similaire au cours du temps, donc pendant le déroulement de l'expérience. Cette condition ne peut être réalisée que si le modèle est dynamiquement similaire, c'est-à-dire si les forces actives dans le modèle sont réduites d'un facteur d'échelle adéquat par rapport à l'objet naturel (e.g. Hubbert, 1934, Ramberg, 1981).

Les modèles construits uniquement avec des matériaux fragiles (critère de rupture Navier-Coulomb) sont indépendants de la vitesse de déformation et sont par conséquent relativement aisés à dimensionner. Il suffit généralement d'utiliser des matériaux dont la cohésion, qui a les dimensions d'une contrainte, est réduite d'un facteur d'échelle correspondant au rapport des contraintes entre modèle et nature. Ce rapport des contraintes peut être apprécié par le produit des rapports de densité, de longueur et d'accélération gravitaire, ce dernier étant égal à 1 pour des expériences se déroulant dans le champ de gravité terrestre et pouvant varier pour des expériences se déroulant dans des centrifugeuses.

L'angle de friction interne, sans dimension, doit par ailleurs être de valeur identique à celui des roches modélisées dans la nature.

Les modèles utilisant des matériaux visqueux et qui sont ainsi dépendants de la vitesse de déformation sont d'une mise en œuvre plus délicate. Si la construction de modèles géométriquement similaires ne pose naturellement pas de problème particulier en laboratoire, le respect de la similarité d'un point de vue dynamique exige un choix de matériaux adéquats. Depuis le célèbre théorème de Buckingham (1914), on raisonne généralement avec des nombres sans dimension qui doivent être identiques (ou suffisamment proches) entre modèle et nature. Certains sont bien connus en mécanique des fluides tels que le rapport entre les forces d'inertie et les forces visqueuses (i.e. nombre de Reynolds) pour lequel il suffit de montrer que les forces d'inertie dans les modèles sont négligeables par rapport aux forces visqueuses, comme c'est le cas également dans la nature.

D'autres nombres sans dimension sont plus contraignants mais permettent de choisir précisément les matériaux visqueux utilisés dans les expériences. En particulier, on notera le rapport entre les forces gravitaires et les forces visqueuses dont l'égalité entre nature et modèle ne peut être réalisée que par le choix d'un matériau analogue visqueux approprié (cf. Merle et Borgia, 1996 pour une description complète de ces nombres sans dimension).

Dimensionner correctement les expériences permet également de montrer qu'un modèle ne décrit pas l'évolution d'un objet naturel unique, mais qu'il correspond à une gamme d'objets naturels où la viscosité et le temps sont étroitement dépendants. Ainsi, un seul type d'expériences où le magma joue le rôle moteur peut être apte à décrire aussi bien une déformation lente avec une forte viscosité qu'une déformation rapide avec une faible viscosité (cf. les diagrammes de similarité proposés dans les expériences décrites par Merle et Vendeville, 1995 ou Donnadiou et Merle, 1998).

3. ÉTALEMENT GRAVITAIRE

Les expériences en laboratoire montrent que l'étalement gravitaire d'un édifice sous son propre poids dépend de la présence dans le substratum d'une couche de faible résistance mécanique. Plus précisément, l'étalement est directement fonction du rapport d'épaisseur entre la couche fragile et la couche ductile du substratum. Ce rapport correspond au nombre sans dimension π_3 des conditions de similitudes entre nature et modèle (Merle et Borgia, 1996) et varie entre 0 lorsque le volcan repose uniquement sur une couche fragile et 1 lorsque le volcan repose directement sur une couche ductile. Pour les volcans s'édifiant sur une croûte continentale la couche de faible résistance mécanique correspond le plus souvent à des marnes ou des évaporites dont la viscosité est de l'ordre de 10^{17} - 10^{19} Pa.s.

La prise en compte de deux nombres sans dimension, π_1 (rapport entre la hauteur et le rayon de l'édifice) et π_3 , permet de construire des diagrammes prédictifs où

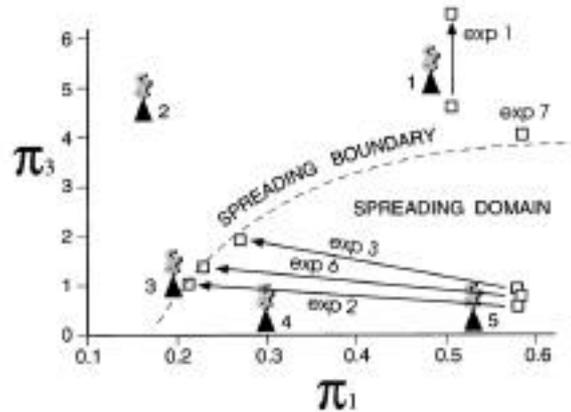


Fig. 1 : Diagramme π_1/π_3 délimitant le domaine de stabilité du domaine de l'étalement gravitaire. Evolution temporelle des modèles jusqu'aux conditions de stabilité à la frontière entre les deux domaines. Report dans le diagramme d'édifices naturels stables (1. Arenal, 2. Kilimanjaro) et d'édifices subissant un étalement (4. Etna, 5. Concepcion).

une frontière sépare les édifices stables de ceux subissant ou ayant subi un étalement gravitaire (Figure 1).

La déformation d'un édifice lors d'un étalement gravitaire correspond à une augmentation et une diminution synchrone de son diamètre et de sa hauteur, respectivement. Cet accroissement de surface se réalise par une déformation caractéristique au sein de l'édifice, correspondant à une forte extension concentrique. L'édifice étant modélisé par des matériaux fragiles, on observe la formation de grabens, disposés radialement, et séparés par des zones triangulaires (Figure 2). Le nombre de grabens et la topographie finale de l'édifice sont directement fonction du nombre sans dimension π_3 . Un π_3 faible ($\ll 1$) s'accompagne d'une topographie finale quasiment plate et d'un très grand nombre de grabens disposés radialement. A l'inverse, un π_3 élevé ($\gg 1$) produit un nombre limité de grabens et conserve un relief marqué à l'édifice.

Synchrone de l'étalement et de la formation des grabens, une compression circulaire affecte le substratum à la périphérie immédiate de l'édifice. Cette ride de compression correspond à un chevauchement ou un plissement déversé vers l'extérieur (Figure 2).

Ces caractéristiques principales de la déformation des édifices ayant subi ou subissant un étalement gravitaire sous leur propre poids permet d'interpréter des données naturelles jusqu'ici énigmatiques. Sur cette base, des édifices tels que l'Etna (Borgia et al., 1992), les volcans Maderas et Concepcion au Nicaragua (Van Wyk de Vries et Borgia, 1996) ou même le Mt Olympe sur Mars (Borgia et al., 1990) subissent un étalement gravitaire qui représente une composante importante de leur déformation interne. Dans le cas de l'Etna, cette composante

d'étalement s'ajoute à l'extension régionale résultant de la subduction plus à l'est de la lithosphère océanique du panneau ionien. Cette interaction entre champ de contraintes local produit par la charge de l'édifice et champ de contraintes régional produit par la subduction peut également être simulée et interprétée par une modélisation analogique en laboratoire (Callot et al., soumis aux Bulletins de la Société Géologique de France).

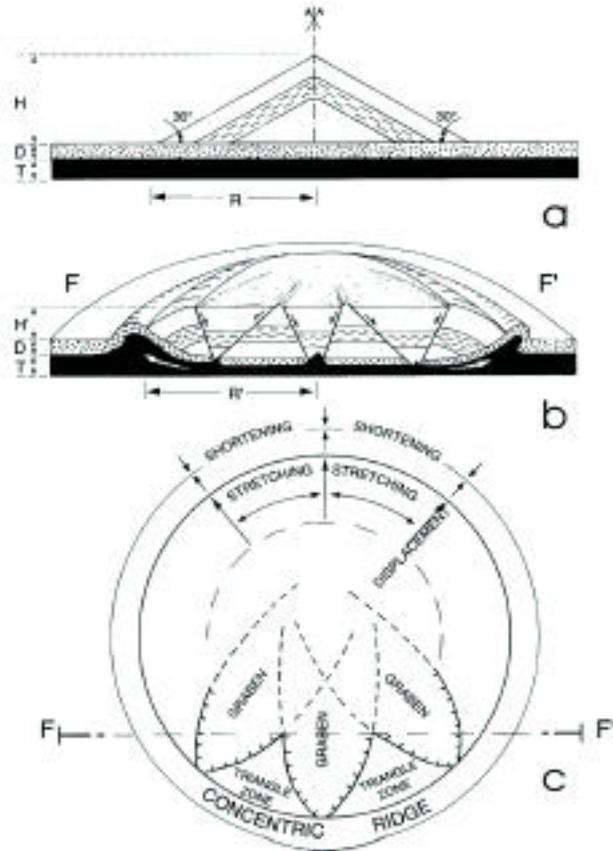


Fig. 2 : Représentation schématique de la déformation liée à un étalement gravitaire d'après les modèles expérimentaux (explications dans le texte).

4. FORMATION DES CRYPTODÔMES

L'éruption catastrophique du Mt St Helens en 1980 a montré que l'ascension du magma au sein d'un édifice volcanique produit un bombement latéral important (i.e. cryptodôme) qui amène la déstabilisation brutale du flanc déformé. L'effet dévastateur du blast latéral qui a suivi l'effondrement du flanc inscrit les études sur ce type d'édifice dans le cadre des risques naturels majeurs.

Si le champ de déformation en surface a été parfaitement suivi pendant le déroulement de la crise, la déformation à l'intérieur de l'édifice pendant la montée du magma reste conjecturale. En particulier, la déviation latérale du magma associée probablement à un champ de contraintes évolutif n'a reçu aucune interprétation satisfaisante.

Dans un premier temps, les expériences analogiques ont révélé que la déformation en surface des modèles était d'une remarquable similarité avec celle du Mt St Helens : bombement latéral et graben sommital étant la traduction univoque en surface de la montée du magma au sein de l'édifice. Dans un second temps, l'observation des coupes verticales à différentes étapes du processus expérimental a permis de dégager une interprétation de l'évolution mécanique de l'édifice au cours de la déformation : l'ascension du magma correspond à un processus d'indentation d'un matériel visqueux dans un cône constitué de matériel fragile (Donnadiou et Merle, 1998 ; Merle et Donnadiou, soumis à un volume spécial de la Société Géologique de Londres).

Les trajectoires de la contrainte principale σ_1 dans un matériel poinçonné définissent un éventail qui diverge à partir du poinçon (e.g. Jaeger et Cook, 1979 ; Gerbault et al., 1998). Dans un cône fragile, l'orientation des failles potentielles peut être tracée à partir du critère de rupture de Mohr-Coulomb où l'angle entre la contrainte maximale et la faille est fonction de l'angle de friction interne. Les deux failles potentielles majeures correspondent alors à deux failles courbes qui partent des limites latérales du poinçon et se croisent au centre du cône pour ressortir en surface sur les côtés opposés (Figure 3).

Dans des expériences complémentaires où le poinçon est rigide et indéformable, ces deux familles de failles apparaissent alternativement et fonctionnent en succession pendant la progression verticale du poinçon jusqu'à son apparition en surface au sommet de l'édifice. Cette évolution présente quelque analogie avec le phénomène de poinçonnement décrit à l'échelle lithosphérique, et qui amène l'extrusion latérale des lithosphères continentales dans la direction des bordures libres (e.g. Tapponnier et Molnar, 1976 ; Davy et Cobbold, 1988 ; Ratschbacher et al., 1991).

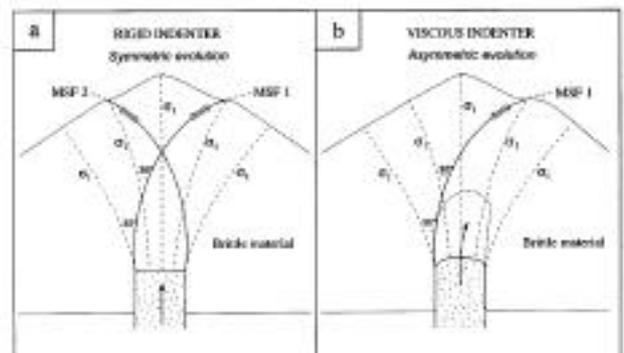


Fig. 3 - a : Trajectoires de la contrainte principale σ_1 reconstituées à partir des expériences avec un poinçon rigide. Failles croisées observées dans les modèles. b : En revanche dans les expériences avec un poinçon visqueux, la première faille majeure créée sert de guide structural au magma qui est dévié latéralement, ce qui empêche la création d'autres failles.

En revanche, l'évolution structurale du système est différente dès lors que le piston est visqueux et susceptible de se déformer pendant son ascension. Au tout début de la déformation, la poussée verticale du magma crée le champ de contraintes décrit précédemment et amène la formation d'une première faille courbe. Dès cet instant, cette faille représente une discontinuité mécanique majeure qui contrôle toute l'évolution de la déformation en servant de guide structural à l'ascension du magma, inhibant la formation de toute autre faille. Le poinçon visqueux suit sa trace et dévie de la verticale en se déformant. Cette ascension orientée latéralement produit le bombement latéral, ou cryptodôme, sur un flanc de l'édifice volcanique. Le déplacement latéral du cryptodôme, associé au fonctionnement normal de la faille majeure au toit du magma, crée l'extension au sommet de l'édifice qui entraîne la formation du graben sommital observé sur les modèles et dans la nature.

La position latérale du cryptodôme est aléatoire dans les cônes homogènes. Elle est en revanche toujours située sur le flanc à plus faible cohésion dans les cônes inhomogènes.

Cette approche expérimentale permet de comprendre l'évolution cinématique et mécanique de la formation des cryptodômes sur les flancs des strato-volcans. Elle a permis également de reconstituer la structure interne du Mt St Helens pendant le déroulement de la crise qui a abouti à l'éruption cataclysmique du 18 mai 1980 (Donnadiou et Merle, 1998).

5. FORMATION DES CALDERAS

La formation des calderas est un problème controversé qui a donné lieu à l'élaboration de plusieurs modèles à partir des données de terrain et de géophysique : modèle en piston avec failles annulaires orientées soit vers l'intérieur soit vers l'extérieur, modèle en trapdoor, flexure du toit, structure en entonnoir, etc.

La modélisation analogique de la formation des calderas a montré que la plupart de ces modèles n'étaient en rien contradictoires mais que leur existence provenait principalement de données de terrain parcelaires. En faisant varier les rapports de forme du toit de la chambre et la profondeur de cette dernière, une évolution cohérente et reproductible a été définie où flexure asymétrique associée à un réseau de failles annulaires orientées vers l'intérieur et l'extérieur se développent de façon quasi-synchrone (Roche et al., 1997, soumis à *Journal of Geophysical Research*).

L'interprétation mécanique de cette évolution repose sur les trajectoires de la contrainte maximale σ_1 dans le bloc situé au dessus de la chambre magmatique. Comme dans les galeries des mines, les trajectoires en forme d'arche expliquent la coexistence de failles normales et inverses, orientées vers l'intérieur (normales) et vers l'extérieur (inverses), limitant le bloc en cours d'effon-

drement (Roche et al., soumis). La flexure se développe en début de subsidence pendant la formation des failles, tandis que l'asymétrie de la flexure provient du fait que les failles se forment en un secteur et ne se propagent que progressivement avant de limiter entièrement le bloc subsident.

Ce modèle qui réconcilie de nombreuses données de terrain considérées jusqu'à présent contradictoires amène une vision nouvelle de la formation des calderas permettant des réinterprétations des données antérieures provenant de calderas naturelles (Roche et al., soumis à *Journal of Geophysical Research*).

6. INFLUENCE DE LA TECTONIQUE RÉGIONALE

Des expériences ont été conduites pour apprécier les effets de la tectonique régionale sur l'évolution dynamique des édifices soumis à un champ de contraintes régionales. La stabilité des édifices a été évaluée dans trois contextes structuraux différents : (i) les zones d'extension de type rift continentaux (van Wyk de Vries et Merle, 1996), (ii) les grandes zones de cisaillement décrochant (van Wyk de Vries et Merle, 1998) et (iii) les domaines de réactivation de failles verticales préexistantes dans le substratum (Vidal, 1998).

L'un des enseignements principaux de ces expériences est de montrer que le champ de contraintes régional se combine au champ de contraintes local lié à la charge de l'édifice volcanique pour déclencher une déformation spécifique.

En particulier, on retiendra que les grandes failles normales régionales d'un rift s'incurvent à l'approche des édifices volcaniques pour pénétrer au sein de l'édifice. Ces failles régionales qui se forment suivant la direction du σ_2 régional, dévient localement près de l'édifice volcanique pour prendre la direction du σ_2 généré par l'édifice lui-même (van Wyk de Vries et Merle, 1996). De tels changements de direction des failles régionales extensives s'incurvant vers les édifices volcaniques ont été observés sur le terrain dans le rift d'Assal (de Chabalière et Avouac, 1994) mais peuvent également s'observer en domaine océanique (Tivey et Johnson, 1990).

De même, la charge d'un édifice modifie localement le champ de contraintes régional associé aux grandes zones de décrochement. L'axe principal σ_1 de l'édifice en se combinant avec l'axe régional σ_3 produit de l'extension au cœur de l'édifice avec formation d'un graben orienté obliquement par rapport à la direction de cisaillement régional (van Wyk de Vries et Merle, 1998). Cette extension est susceptible de perturber la fréquence éruptive des édifices ainsi que le temps de résidence du magma dans la chambre et donc la composition de la lave elle-même, modifiant éventuellement le style éruptif du volcan. La formation de grandes dépressions volcano-

tectoniques pourrait également être liée à cette interaction. La région de Tondano en Indonésie en est un exemple particulièrement démonstratif (Lécuyer et al., 1997).

Enfin, l'étude expérimentale de la réactivation de failles verticales dans le substratum d'un édifice volcanique provoque des déstabilisations catastrophiques sur des secteurs importants du cône (Vidal, 1998). Ce processus de déstabilisation directement lié à une tectonique régionale est un des axes de recherche actuels pour expliquer la déstabilisation catastrophique et les gigantesques avalanches de débris qui ont affecté les strato-volcans du Cantal et des Monts Dore pendant la surrection du Massif central au Miocène supérieur.

CONCLUSION

La modélisation analogique se révèle un outil puissant pour comprendre l'évolution structurale des édifices volcaniques, leur stabilité et les processus de déformation interne qui les affectent au cours de leur durée de vie. Cet outil peut être utilement couplé à la modélisation numérique des mêmes phénomènes. Ainsi, la comparaison directe des modélisations numériques des processus décrits ci-dessus (e.g. Borgia, 1994 ; van Wyk de Vries et Matela, 1998) et des résultats expérimentaux (références dans le texte) avec les données de terrain valide l'un et l'autre de ces deux outils, dont les résultats sont au pire semblables et au mieux complémentaires.

RÉFÉRENCES

- Borgia, A. - Dynamic basis for volcanic spreading, *J. Geophys. Res.*, 99, 17791-17804, 1994
- Borgia, A.; Ferrari, Land Pasquarè, G. - Importance of gravitational spreading in the tectonic and volcanic evolution of Mount Etna. *Nature*, vol. 357, 231-235, 1992.
- Borgia, A.; Burr, J.; Montero, W.; Morales, L.D.; Alvarado, G.E. - Fault propagation folds induced by gravitational failure and slumping of the Central Costa Rica Volcanic Range: Implications for large terrestrial and martian volcanic edifices. *Journ. Geophys. Res.*, 95, 14357-14382, 1990.
- Buckingham, E. - On physically similar systems: illustration of the use of dimensional analysis. *Phys. Rev.* 4, 345-376, 1914.
- Callot, J.P.; Geoffroy, L. et Merle, O. - Approche expérimentale de la tectonique de l'Etna. Soumis aux *Bulletins de la Société Géologique de France* en novembre 1998.
- Davy, Ph. and Cobbold, P.R. Indentation tectonics in nature and experiment. I. Experiments scaled for gravity. *Bulletin of the geological Institutions of Uppsala*, v.14, 129141, 1988.
- de Chabalière, J-B and Avouac, J-Ph - Kinematics of the Asal Rift (Djibouti) determined from the deformation of Fieale Volcano. *Science* 265, 1677-1681, 1994.
- Donnadiou, F. and Merle, O. - Experiments on the indentation process during cryptodome intrusion: new insights into Mt St Helens deformation. *Geology* 26, 79-82, 1998.
- Gerbaud, M.; Poliakov, A.N.B. and Daignères, M. - Prediction of faulting from the theories of elasticity and plasticity: what are the limits. *Journal of Structural Geology* 20, 301-320, 1998.
- Hubbert, M.K. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 48, 1459-1520, 1937.
- Jaeger, J.C. and Cook, N.G.W. - *Fundamentals of Rock Mechanics*. Methuen, London, 1968.
- Lécuyer, F.; Bellier, O.; Gourgaud, A. et Vincent, P. - Tectonique active du Nord-est de Sulawesi (Indonésie) et contrôle structural de la caldeira de Tondano. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences* 325, 607-613, 1997.
- Lipman, P.W. and Mullineaux, D.R. - The 1980 eruptions of Mount St Helens, Washington. U. S. Geological Survey Professional Paper 1250, Washington DC, 1981.
- Merle, O. and Vendeville, B. (1995) - Experimental modelling of thin-skinned shortening around magmatic intrusions. *Bulletin of Volcanology* 57: 33-43.
- Merle, O. and Borgia, A. (1996) - Scaled experiments of volcanic spreading. *Journal of Geophysical Research* 101, B6, 13805-13817, 1996.
- Merle, O. - Internal strain within lava flows from analogue modelling. *Journal of Volcanological and Geothermal Research* 81, 3-4, 189-206, 1998.
- Merle, O. and Donnadiou, F. - Indentation of volcanic edifices by the ascending magma. Soumis à "Special Publication of the Geological Society of London" en octobre 1998.
- Ramberg, H. Gravity, deformation and the Earth's crust. Academic Press, London, 452p., 1981.
- Ratschbacher, L.; Merle, O.; Davy, Ph. and Cobbold, P.R. - Lateral extrusion in the Eastern Alps, Part I: Boundary conditions and experiments scaled for gravity. *Tectonics*, V. 10, 1991.
- Roche, O.; Druitt, Th. and Merle, O. - Experiments on caldera formation. *EUG IX Strasbourg, Terra Abstract, suppl. à terra Nova* 9, 1, p.190, 1997.
- Roche, O.; Druitt, T.H. and Merle, O. - Experimental study of caldera formation. Soumis à *Journal of Geophysical Research* en janvier 1999.
- Tapponnier, P. and Molnar, P. - Slip line field theory and large scale continental tectonics. *Nature, Lond.* 264, 319-324, 1976.
- Tivey, M.V. and Johnson, H.P. - The magnetic structure of axial seamount, Juan de Fuca ridge. *Journal of Geophysical Research* 95, 12735-12750, 1990.
- Van Wyk de Vries, B. and Merle, O. - The effect of volcanic construct on rift fault patterns. *Geology* 24, 643-646, 1996.
- Van Wyk de Vries, B. and Borgia, A. - The role of basement in volcano deformation. *Geological Society Special Publication* 110, 95-110, 1996.
- Van Wyk de Vries, B. and Francis, P. - Catastrophic collapse at stratovolcanoes induced by gradual volcano spreading. *Nature* 387, 387-390, 1997.
- Van Wyk de Vries, B. and Merle, O. - Extensional structures induced by volcanic loading in strike-slip fault zones. *Geology* 26, 983-986, 1998.

Van Wyk de Vries, B. and Matela, R. - Styles of volcano-induced deformation: numerical models of substratum flexure, spreading and extrusion. *Journal of Volcanological and geothermal Research*, 81, 1-18, 1998.

Vidal, N. - Les avalanches de débris volcaniques : Etude des dépôts et nouveau schéma de déstabilisation de flanc à partir de l'exemple du strato-volcan du cantal. PhD thesis, Clermont-Ferrand, 180p., 1998.

SECTION 4 : GÉOMAGNÉTISME ET AÉRONOMIE
BRANCHE FRANÇAISE DE L'ASSOCIATION INTERNATIONALE
DE GÉOMAGNÉTISME ET AÉRONOMIE

CONTRIBUTION DE LA FRANCE A L'OBSERVATION DU CHAMP MAGNETIQUE TERRESTRE

CONTRIBUTION OF FRANCE TO THE OBSERVATION OF THE EARTH'S MAGNETIC FIELD

J. BITTERLY¹, M. MANDEA ALEXANDRESCU¹, J.-J. SCHOTT², J. VASSAL³.

¹Institut de Physique du Globe de Paris, Observatoire magnétique national, carrefour des 8 Routes, 45340 Chambon la Forêt

²École et Observatoire des Sciences de la Terre, 5, rue René Descartes, 67084 Strasbourg Cedex

³Institut de Recherche pour le Développement, LGI, 32, avenue Henri Varagnat, 93143 Bondy Cedex

ABSTRACT

The aim of our paper is to show the importance of geomagnetic data to the knowledge of the main geomagnetic field and its secular variation, and also of the temporal, in order to survey the Earth's environment.

Firstly, we recall the results obtained on the high-resolution secular variation of the geomagnetic field in two sites situated in Western Europe (London and Paris) over the last four centuries. The declination data are remarkably well correlated between the two sites and can be used to construct a more complete and accurate synthetic series, in which many gaps or times with scattered or uncertain data can be amended. The built declination synthetic series is believed to be valid for much Western Europe, and information about the secular variation in this area are obtained.

But, to characterise the geomagnetic field, the spatial variations are also important. To monitor the field variations an international program has been developed since 1988. Under the INTERMAGNET program, high quality data from a global network of geomagnetic observatories are sent in near real time via satellite and computer links to world-wide collection and dissemination points called "Geomagnetic Information Nodes" or GIN's. All INTERMAGNET observatories operate with the same common specifications (resolution, filtering, sampling rate, data formats etc.). Today, the INTERMAGNET observatories data-sets of 1.0 minute values with good baselines are available within minutes and hours from about 60 observatories. An other INTERMAGNET goal is to fill out the global geomagnetic observatory distribution. In fact, a recent study specified the minimum number of equally spaced observatories needed to do a degree and order 10 spherical harmonic model of the main field. The model required a minimum of 92 observatories on about a 2,000 km spacing. Eight sites would require ocean bottom observatories. There are large empty areas in the Southern hemisphere and in the oceans.

The 14 magnetic observatories maintained by the France in the frame of project named "Observatoire Magnétique Planétaire" are an important contribution to the INTERMAGNET program and to K indices network.

The geomagnetic observatories are the most important sources of data in building secular varia-

tion models. These models give information on the motion of the fluid core and provide tests for the different models of field generation which have been put forward. Also, the shortest period components of the secular variation reaching the Earth's surface which are not completely screened by the mantle make it possible to estimate some average value of its electrical conductivity, recently evaluated around 15 S/m. On the other hand, techniques based on long period electromagnetic induction processes provide profiles down to the upper part of the lower mantle, and 3-D conductivity structures of the Earth can be obtained.

Although the permanent observatory yields continuous data for a single point, several other stations are required to describe the spatial variations. In France, the last measurement campaign took place in the summer of 1997. The data was added to the existing data-base. The comparison between the maps of declination for the epochs 1948 and 1997 shows that the declination varied about 5.5° in the last half of century. In Africa a network of 38 repeat station has also been established between 1992-1994.

In this epoch, when new and exciting satellite missions (CERSTED, Sac-C/MMP, CHAMP) would investigate hitherto hidden features of the geomagnetic field, the role of ground observatories could be interrogated. But, only the combined analysis of data obtained from geomagnetic observatories and satellite missions will drastically enhance the signal-to-noise ratio and the extraction of the various sources of the field, enabling a unique separation hereof.

1. INTRODUCTION

L'étude du champ magnétique terrestre est l'une des plus anciennes disciplines de la physique du Globe. Dans le passé les mesures du champ géomagnétique, qui ont mobilisé de nombreux observateurs et exigé beaucoup d'efforts et de temps, ont servi surtout à des descriptions du champ, de sa variation temporelle et à des calculs de modèles de potentiel géomagnétique. C'est au cours des dernières décennies que le géomagnétisme a apporté des informations essentielles à une meilleure compréhension de la dynamique de la planète : en tirant des mesures faites dans les observatoires et à bord des satellites de précieuses informations sur les processus qui ont leur siège dans le noyau fluide de la planète, sur les interac-

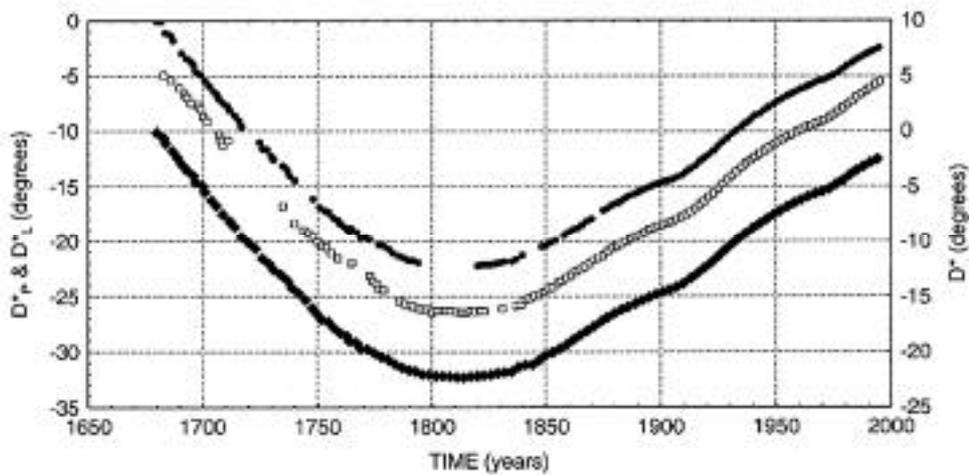


Fig. n°1 : Courbes des moyennes annuelles de la déclinaison, corrigée et ajustée aux repères de l'observatoire de Chambon la Forêt (cercles pleins) et à ceux d'Hartland (carrés ouverts) ainsi que la courbe synthétique de la déclinaison (losanges pleins).

tions entre le noyau et le manteau et sur certaines propriétés du manteau profond ont été obtenues. La théorie "dynamo", qui tente d'expliquer le mécanisme qui maintient le champ magnétique terrestre a, dans le même temps, commencé à prendre en compte l'ensemble des observations terrestres et spatiales disponibles.

Le champ magnétique terrestre est un phénomène complexe, riche d'échelles spatiales et de constantes de temps variées. Il est la somme, en un point de la surface de la Terre, de deux parties, dont la première a ses sources à l'intérieur de la Terre, la seconde à l'extérieur.

Le champ interne est lui-même la somme de deux parties : le champ principal et le champ crustal.

Le champ principal, connu aussi comme le "champ nucléaire", a son origine à plus de 2 900 km de profondeur, dans le noyau terrestre. En première approximation, sa géométrie générale à la surface de la Terre est celle du champ d'un dipôle qui serait situé au centre de la planète et dont le support ferait un angle de 11° avec l'axe de rotation ; son intensité varie entre 60 000 nT aux pôles et 30 000 nT à l'équateur. Le champ principal, représentant en moyenne 99 % du champ observé à la surface du Globe, est engendré par des courants électriques circulant dans la partie fluide du noyau de la Terre, composée principalement de fer conducteur. Si le noyau était au repos, ces courants disparaîtraient en quelques dizaines de milliers d'années par effet Joule. Mais le fluide conducteur en mouvement coupe les lignes de force du champ magnétique ; de nouveaux courants électriques sont induits comme lorsque l'on modifie la géométrie d'un circuit conducteur fermé placé dans un champ magnétique. Ces courants, à leur tour, créent un champ magnétique. Ce processus permet de transformer de l'énergie mécanique en énergie magnétique ; c'est la dynamo terrestre, ou géodynamo.

La variation temporelle du champ principal sur des périodes de quelques dizaines à quelques centaines d'années est connue comme "la variation séculaire". Si, en

première approximation, l'évolution du champ principal apparaît régulière, il est possible de constater, à intervalles irréguliers, des changements de tendance très rapides de cette évolution (1-2 ans), quasi-simultanés en de larges domaines de la surface de la Terre. Mis en évidence depuis peu de temps, ce phénomène est appelé "secousse géomagnétique" ou "saut de variation séculaire" (Courtilot et al., 1978, Alexandrescu et al., 1996).

Le champ principal possède, en outre, la propriété remarquable de s'inverser. Ces inversions de polarité s'accompagnent d'une baisse significative de son intensité. Durant les derniers millions d'années les inversions de polarité se sont produites en moyenne tous les 200 000 ans, mais avec une cadence irrégulière (Valet et Courtilot, 1992). Ainsi la dernière inversion observée remonte à 780 000 ans.

Les sources du champ crustal sont des roches aimantées situées dans les quarante à cinquante premiers kilomètres de la Terre, soit au-dessus de la surface isotherme dite de Curie ; surface dont la température est égale à la température de Curie maximale des constituants magnétiques des roches (par exemple celle de l'hématite est de 670°C) . Ce champ crustal est beaucoup plus faible, en moyenne, que le champ principal ; mais il peut néanmoins atteindre, à la surface du Globe, par endroits, plusieurs dizaines de milliers de nanoteslas (nT) : à Kursk (400 km sud de Moscou) le champ varie de 45 000 à plus 195 000 nT sur 250 km, et à Kiruna (Suède) sa valeur maximale est de plus de 360 000 nT. L'étude de ce champ, connu aussi sous le nom de "champ anormal", est réalisée à partir des levés magnétiques terrestres et aéroportés, des profils magnétiques en mer et des mesures fournies par les satellites de basse altitude. Une de ses applications importantes a été la mesure de la vitesse de dérive des continents à partir de la cartographie des anomalies magnétiques marines.

Le champ externe est engendré par des courants électriques circulant dans l'ionosphère et dans la magnétosphère, au-delà d'une altitude de quelque 100 km. Ces courants varient dans le temps en réponse aux marées thermiques de l'ionosphère, aux interactions entre le vent solaire et la magnétosphère, aux variations de l'activité solaire. L'amplitude du champ externe est très variable, de quelques dizaines à quelques milliers de nT. Ses variations temporelles sont principalement déterminées par les mouvements de la Terre et du Soleil (les principales périodes sont celles de 24 heures, 27 jours, 1 an), ainsi que par l'activité solaire (le cycle solaire de 11 ans et ses harmoniques). Schématiquement, les conséquences des éruptions solaires se traduisent d'abord par une intense émission de rayons X et ultraviolets UV, suivie par des protons qui peuvent atteindre la Terre en une heure, menaçant au passage d'irradier les spationautes. Finalement une éjection d'autres particules chargées électriquement atteint le proche environnement terrestre deux jours après l'éruption en provoquant les aurores boréales et les orages magnétiques. Ces derniers, s'ils sont intenses, peuvent perturber les réseaux de distribution électrique, comme cela s'est produit au Québec en mars 1989. Le champ magnétique terrestre est un phénomène très important pour notre existence : sans lui, les particules chargées venues du Soleil détruiraient vraisemblablement toute vie sur terre. L'objectif de cet article est de montrer l'apport fondamental de longues séries de données d'observatoire à la connaissance du champ géomagnétique principal et de sa variation séculaire ainsi qu'à la détermination des variations transitoires du champ magnétique, domaine très utile à la surveillance de l'environnement terrestre. Après quelques repères historiques nous examinerons l'organisation actuelle des réseaux d'observation dans le cadre des programmes internationaux, on apportera ensuite un éclairage d'actualité sur la contribution française au réseau mondial et on précisera, par quelques exemples, l'apport des données d'observatoires dans les thèmes de recherche abordés au cours des cinq dernières années par les équipes françaises.

2. QUATRE SIÈCLES D'OBSERVATION GÉOMAGNÉTIQUE EN EUROPE

En Europe les premières mesures clairement documentées de la déclinaison magnétique (angle entre le plan méridien géographique du lieu et le plan méridien magnétique repéré par la direction de l'aiguille aimantée de la boussole), ont été effectuées en 1510 à Rome, en 1541 à Paris et en 1580 à Londres (Felgentraeger, 1892, Malin et Bullard, 1981, Alexandrescu, 1996). Les mesures d'inclinaison (angle entre le vecteur champ et le plan horizontal) sont réalisées un siècle plus tard. Très rapidement navigateurs, géographes et mathématiciens s'intéressent à la connaissance du champ magnétique. En 1600, avec "De Magnete" de William Gilbert, qui affirme l'origine interne du champ magnétique de la terre (Magnus magnes ipse

est Globus terrestris), le géomagnétisme fait son entrée comme science de la nature et ne se limite plus à une technique empirique de navigation. Entre 1698 et 1700 Edmund Halley fait deux voyages en Atlantique ayant comme but la mesure de la déclinaison, et la première carte pour cette zone est publiée en 1701. Les seules données d'observations de déclinaison et d'inclinaison qui permettent une étude sur un intervalle de près 400 ans sont celles de Paris et de Londres. Alexandrescu et al. (1997) ont récemment repris de façon critique la construction d'une des plus longues séries géomagnétiques existantes, celle de Paris. La similitude des séries de déclinaison et d'inclinaison à Paris et à Londres est frappante et rassurante à la fois. L'examen comparé de la variation séculaire dans ces deux sites, depuis 1680, a permis de reconstruire une courbe "synthétique" de la variation temporelle de la déclinaison (**Figure n°1**) et de mieux comprendre et caractériser la variation séculaire du champ principal durant les quatre derniers siècles.

Après 1700 les observations du champ magnétique terrestre se sont multipliées à l'occasion des grandes explorations et, vers 1830, l'allure de ses variations est déjà connue à l'échelle globale. Utilisant les observations disponibles et établissant la première analyse mathématique du champ magnétique à la surface du globe, Gauss (1839) propose une description permettant de calculer, en chaque point de la terre, la valeur des éléments du champ magnétique. Les premières observations continues datent de cette époque (création en 1834 d'un observatoire à Göttingen, en 1848 à Greenwich et en 1883 à Saint Maur en France). La communauté scientifique recommandait alors la création d'un réseau d'observatoires magnétiques permanents. Ce sont les grands programmes internationaux, depuis la première année polaire en 1882-1883, qui ont accéléré le développement de ce réseau mondial : 1932-1933 la seconde année polaire, 1957-1958 l'année géophysique internationale, 1963 le levé magnétique mondial aéroporté et 1979 le satellite MAGSAT.

L'évolution au cours du temps du champ géomagnétique principal reste l'une des principales sources d'information sur les mouvements qui animent le noyau fluide de la terre et donc sur les caractéristiques de la géodynamo qui entretient ce champ magnétique. Le champ géomagnétique principal est un processus dynamique dont les constantes de temps sont plus courtes qu'il n'était imaginé ; on observe des variations notables sur des intervalles de temps de l'ordre de la dizaine d'années seulement. Quant à la géophysique externe les domaines étudiés impliquent l'observation simultanée et la caractérisation de phénomènes se produisant à l'échelle de la planète (indices d'activité, orages magnétiques).

3. LE RÉSEAU MONDIAL D'OBSERVATION

Fonctionnant depuis un peu plus d'un siècle, les observatoires géomagnétiques enregistrent de façon

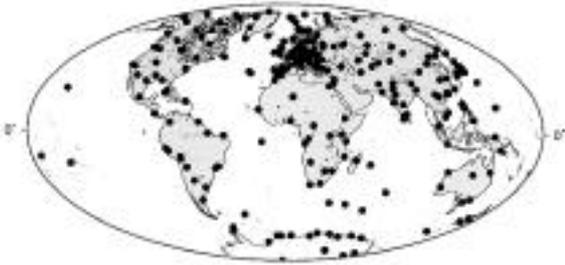


Fig. n°2a : Distribution des observatoires du réseau IAGA ayant procurés au moins une valeur annuelle entre 1970 et 1995.

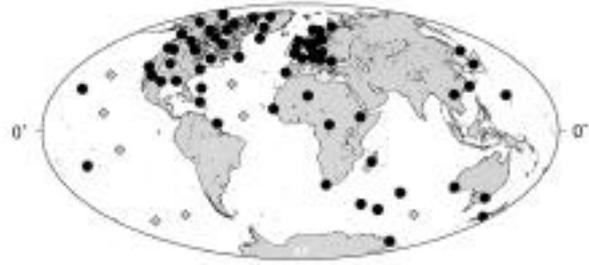


Fig. n°2b : Distribution des observatoires (cercles pleins), des GIN's (triangles ouverts) du programme INTERMAGNET, et des sites proposés pour les observatoires fond de mer.

continue le champ magnétique terrestre et ses variations temporelles en un site donné dans le but de mesurer les éléments permettant de définir à chaque instant le vecteur champ magnétique. La détermination complète du vecteur champ magnétique en un point nécessite la mesure de trois composantes indépendantes parmi les sept suivantes : la déclinaison D, l'inclinaison I, l'intensité totale F et les composantes cartésiennes X (nord géographique), Y (est géographique) et Z (verticale). Un observatoire doit être en opération durant plusieurs décennies. La cartographie du champ magnétique terrestre et sa mise à jour régulière ont nécessité la mise en place de "réseaux magnétiques de répétition" là où les observatoires faisaient défaut. Les sites retenus pour les stations d'un réseau doivent constituer un échantillonnage représentatif de la zone étudiée, le choix et la conservation des sites de mesure sont particulièrement importants. Les éléments du champ magnétique y sont en général mesurés une fois tous les deux à cinq ans, la plupart des pays disposant d'un réseau magnétique de répétition sur leur territoire.

3.1. Les observatoires magnétiques en 1999

Le réseau mondial comporte environ 200 observatoires dont la distribution à la surface de la terre et l'équipement sont très hétérogènes (Figure n°2a). Le programme d'observation, fixé par l'Association Internationale de Géomagnétisme et d'Aéronomie (AIGA), demande :

- la mesure absolue des éléments du champ terrestre et l'enregistrement continu de ses variations temporelles (observatoires permanents et stations de répétition).

- la mise à la disposition des centres mondiaux (WDC) et sur une base annuelle, des données utilisées dans les applications traditionnelles (valeurs moyennes destinées à la mise à jour régulière des modèles de champ magnétique, valeurs instantanées et indices d'activité).

L'idée d'un programme international qui permette de relier entre eux l'ensemble des observatoires géomagnétiques a été exposée dès 1987 au cours de l'assemblée de l'Union Géodésique et Géophysique Internationale (UGGI). La Division V de l'AIGA a alors émis le vœu que la communauté géomagnétique installe des observatoires automatisés, avec transmission des données par

satellite. Suivant cette résolution, mais à sa propre initiative, le programme INTERMAGNET (International Magnetic Observatory Network) s'est fixé comme objectifs généraux de maintenir et créer des observatoires pour compléter le réseau mondial, d'encourager l'installation d'observatoires numériques dans les pays en voie de développement avec la volonté de contribuer à l'élévation du niveau de la science et de la technologie dans ces pays, d'établir un système global d'échange rapide de données en ligne pour tous les observatoires du réseau et de produire des modèles et indices globaux avec la collaboration des institutions participantes (Green et al., 1998). INTERMAGNET est donc un réseau global d'observatoires magnétiques numériques transmettant leurs données en temps quasi-réel par satellites ou par Internet.

Les critères retenus pour un observatoire du réseau INTERMAGNET vont au delà des recommandations de l'AIGA citées plus haut, ils exigent : la mesure vectorielle et scalaire du champ magnétique terrestre, l'échantillonnage des données toutes les minutes avec une résolution de 0,1 nT, la détermination absolue régulière de la valeur des éléments du champ magnétique (les dérives instrumentales doivent être contrôlées de façon à ce que 95 % des données définitives soient comprises dans une fourchette de +/- 5 nT par rapport à la valeur absolue de l'élément mesuré), la transmission des données dans des formats de dissémination standards dans un délais inférieur à 72 heures et la mise à disposition des données définitives dans un délai de six mois après la fin de l'année pour archivage sur cédérom. Les données sont transférées vers des centres d'information géomagnétiques régionaux (GINs) qui fonctionnent à, Golden (États-Unis), Ottawa (Canada), Kyoto (Japon) Édimbourg (Grande Bretagne) et Paris. Un comité des opérations fixe les standards instrumentaux (INTERMAGNET Technical reference manual, 1996) et contrôle annuellement la qualité des données. Les observatoires du réseau qui sont présentés sur la Figure n°2b : leur nombre a constamment augmenté depuis la création du réseau : 44 observatoires en 1992, 60 en 1994, 70 en 1998.

Compte tenu des exigences de qualité imposées, le programme INTERMAGNET constitue un outil remarquable tant pour des objectifs de recherche fondamentale

concernant la Terre profonde que pour l'observation et la prévision de l'environnement électromagnétique de la Terre (Space Weather) dont l'impact est chaque jour plus considérable.

3.2. La distribution géographique des observatoires : importance pour les modèles géomagnétiques

Il existait 75 observatoires magnétiques permanents en 1933, dont près du tiers en Europe. A cette époque le réseau présentait de grands vides en Afrique, en Asie centrale, dans les régions polaires et bien entendu dans les océans. Aujourd'hui, environ 200 observatoires sont en fonctionnement mais leur distribution reste très irrégulière. Cette distribution est gouvernée par des considérations politiques, financières et logistiques autant que par la nécessité d'obtenir des données scientifiques. Si le nombre de stations dans les régions polaires nord et sud a beaucoup augmenté pendant ces 40 dernières années la distribution des observatoires demeure encore avantageuse pour l'Europe, tandis qu'il reste des espaces importants sans observatoires : en Afrique, Asie, Amérique du Sud et au Groenland, et, bien entendu, toujours dans les océans.

La modélisation du champ géomagnétique souffre de la mauvaise répartition des données à la surface de la Terre. La qualité des modèles du champ principal et de sa variation séculaire dépend en effet de la distribution des stations : plus la distribution en est dense et uniforme, meilleur est le modèle. Par exemple, un modèle tronqué au degré/ordre 10, inclut toutes les structures de longueur d'onde supérieure à 4 000 km. Les points d'observation nécessaires au calcul d'un tel modèle devraient, en théorie, être espacés, selon les deux directions horizontales, de la moitié de cette distance, soit 2 000 km. Différentes études quantitatives du rôle de la distribution des observatoires dans les modèles ont été menées au cours des dernières années. Alexandrescu et al. (1994), en étudiant l'effet sur des modèles de différent degré/ordre de la distribution des observatoires et en considérant soit des distributions voisines de la distribution réelle, soit des distributions aléatoires, montre comment compléter le réseau d'observatoires. Deux possibilités sont retenues : augmenter le nombre de stations au sol et développer un réseau d'observatoires fond de mer (Heirtzler et al., 1994). On a vu en effet que de vastes régions océaniques sont mal couvertes. On pouvait penser d'abord à équiper systématiquement les îles océaniques, mais outre la difficulté d'accès à certaines d'entre elles, elles peuvent présenter d'autres inconvénients liés à leur structure géologique. Un exemple est fourni par les enregistrements faits sur le Piton de la Fournaise à l'île de la Réunion (Michel, 1995). L'auteur montre qu'en deux stations d'enregistrements situées à quelques kilomètres l'une de l'autre, les "variations séculaires" (de l'ordre de 40 nT/an) sont très différentes. L'interprétation avancée (Zlotnicki et al., 1993) est un effet électrocinétique à l'échelle de la zone principale de fractures du volcan, liées aux circulations d'eau au sein

de l'édifice. Ce type de problème et l'absence d'îles dans de vastes secteurs, a renforcé l'idée d'installer des observatoires magnétiques sur les fonds marins. Le projet "observatoires fond de mer" (Ocean Bottom Geomagnetic Observatory) pose toutefois des problèmes très spécifiques. En effet les mesures doivent être acquises automatiquement, la consommation doit être limitée à quelques watts, les données doivent être stockées sur une longue durée et transmises en surface suivant des techniques particulières, l'environnement des capteurs doit être "propre" d'un point de vue magnétique et la détermination du Nord géographique est délicate (pour connaître le champ à mieux que 25 nT près sur les trois composantes, le système doit être positionné à mieux que une minute d'arc, ce que les équipes de constructeurs indiquent comme facilement réalisable, mais la démonstration n'en a pas été faite à ce jour). Trois avantages sont, en revanche, à signaler : la couche d'eau de mer est un filtre passe-bas pour les variations géomagnétiques, un échantillonnage toutes les cinq minutes n'entraîne donc pas de repliement de fréquences dans le signal ; l'environnement de fond de mer, aux profondeurs de 4 000 à 5 000 m, est très stable d'un point de vue thermique, 4°C à $\pm 0.01^\circ\text{C}$ près ; enfin, même pour une disposition des axes des capteurs qui diffère de un degré par rapport à l'orientation exacte, l'erreur sur les estimations de la variation séculaire est inférieure à 2 %.

Remarquons enfin que les représentants des programmes internationaux recherchent aujourd'hui la possibilité d'exploiter des sites d'observation communs, de combiner matériel et personnel existants et de mener des études pluridisciplinaires (séismo-magnétique, séismo-géodésique ou magnéto-géodésique) dans un réseau de stations automatisées convenablement distribuées à la surface de la Terre a. Citons les principaux programmes concernés : Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS), Global Positioning Systems (GPS), Fiducial Laboratories for an International Science Network (FLINN), Very Long Baseline Interferometers (VLBI), et les réseaux Satellite Laser Ranging (SLR), Solar-Terrestrial Energy Programme (STEP), Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite (DORIS), Global Long-Period Seismometers Network (GEOSCOPE) et International Magnetic Observatory Network (INTERMAGNET). La localisation des sites "observatoires fond de mer" proposés est visible sur la **Figure n°2b**.

4. L'OBSERVATOIRE GÉOMAGNÉTIQUE AUJOURD'HUI

4.1. Installation d'un observatoire magnétique

On trouvera les informations nécessaires concernant l'installation et les techniques de mesure dans les observatoires géomagnétiques et les réseaux de répétition dans deux ouvrages de référence édités par l'AIGA :

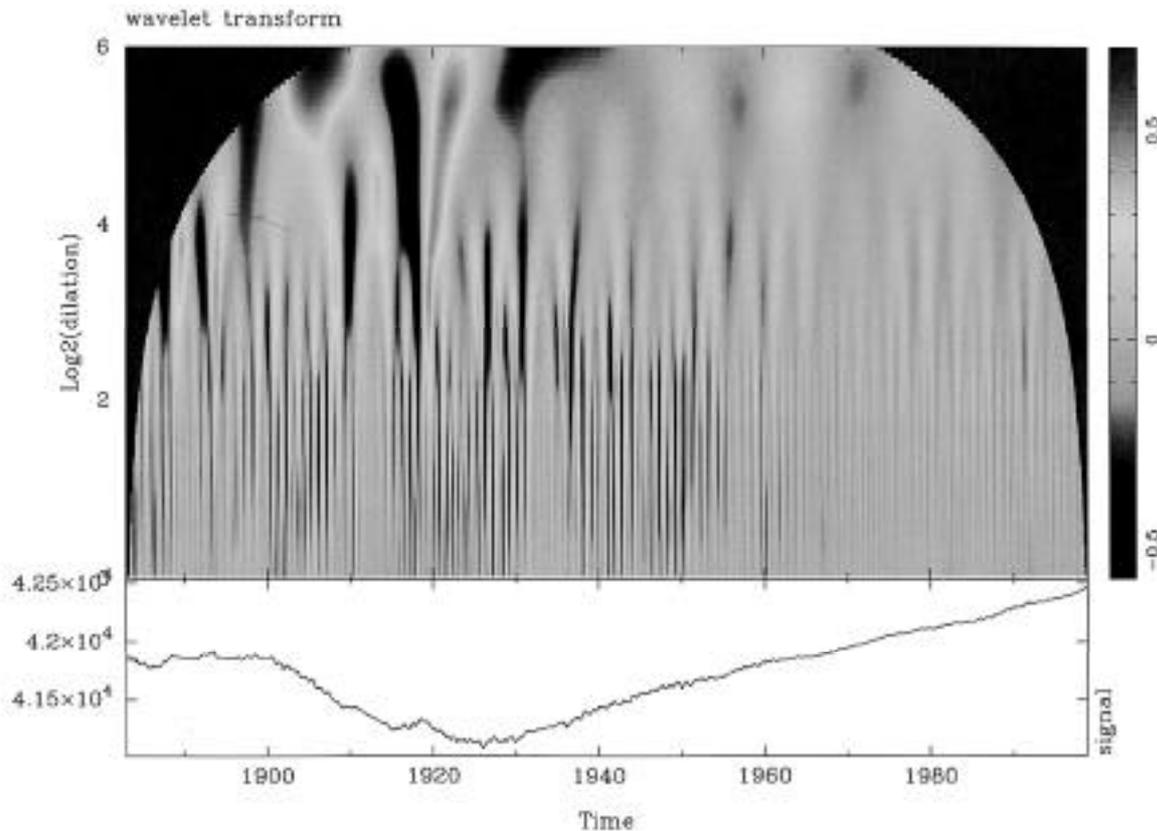


Fig. n°3 : Carte de transformées en ondelettes de la composante Z pour Chambon la Forêt. Après 1955 une réduction du niveau du bruit est observée, la carte de transformées devient plus homogène pour les périodes de l'ordre de l'année (dilatation inférieure à 2).

Jankowski et Sucksdorff (1996), Newitt et al., (1996) ; nous ne citerons donc ici que quelques aspects significatifs. Rappelons tout d'abord qu'à l'emplacement d'un observatoire il est souhaitable que les composantes géomagnétiques soient "normales" (autrement dit que le champ géomagnétique ne soit pas trop modifié par d'importantes anomalies magnétiques locales dues aux structures géologiques de diverses échelles) et que le sous-sol du voisinage ait une conductivité électrique horizontalement assez homogène. La précision exigée des observations impose des conditions très sévères pour la construction des infrastructures de l'observatoire et pour l'installation des appareils (matériaux rigoureusement non magnétiques, appareils installés sur des piliers parfaitement stables et désolidarisés des bâtiments).

L'instrumentation d'un observatoire respectant les critères définis par INTERMAGNET comporte :

- un appareillage de mesures absolues : Déclinomètre-Inclinomètre à vanne de flux (précision meilleure que 5 secondes d'arc) pour les mesures de la déclinaison et de l'inclinaison et magnétomètre à protons (précision 0,2 nT à 0,5 nT) pour les mesures de l'intensité du champ total ;

- un variomètre trois composantes à vanne de flux (résolution 0,1 nT et stabilité à long terme meilleure que 5 nT/an), associé généralement à un magnétomètre à protons à effet Overhauser (résolution 0,1 nT) ; les enregis-

trements des variations du champ magnétique terrestre sont effectués à l'aide de dispositifs d'acquisition numérique basés sur une architecture type PC ;

- une plate-forme de transmission de données par satellite (Météosat , GOES ou GMS), ou l'accès sur site à Internet.

Notons que pour la communauté scientifique directement impliquée dans les activités d'observatoire, l'AIGA organise tous les deux ans un "Atelier international sur les instruments d'observatoire magnétique" (Workshop on Geomagnetic Observatory Instruments Data Acquisition and Processing). Les trois derniers ateliers se sont tenus respectivement à Dourbes (Belgique) en 1994, à Potsdam-Niemegk (Allemagne) en 1996 et à Vassouras (Brésil) en 1998. Le CNFGG a financé plusieurs déplacements de participants français. Les actes de colloque des réunions de 1994 et 1996 ont été publiés respectivement en 1996 et en 1998 et l'on y trouvera l'état de l'art pour les mesures en géomagnétisme pour cette période.

4.2. La qualité des données géomagnétiques

Un observatoire doit chercher à obtenir la plus grande précision possible sur toutes les mesures géomagnétiques, car les phénomènes à étudier, comme les sauts de la variation séculaire, ont des amplitudes faibles qui sont de l'ordre de quelques nT/an² ; une précision absolue de l'ordre du nT s'impose donc. La qualité des données

fournies est cependant souvent difficile à apprécier. Une méthode très intéressante pour déterminer la qualité d'un observatoire consiste à analyser les séries publiées, composante par composante, en utilisant un outil mathématique récent, la transformée en ondelettes. A titre d'exemple, cette analyse, appliquée aux séries des valeurs mensuelles de la composante verticale Z de Chambon-la-Forêt montre clairement la réduction du niveau du bruit après 1955, date à partir de laquelle le magnétomètre à protons est utilisé pour calculer cette composante (**Figure n°3**).

4.3. Les données fournies par les observatoires magnétiques

Chaque observatoire contribue à la constitution de banques de données intéressant aussi bien les aspects de la géophysique interne que ceux de la géophysique externe. La diffusion des données est effectuée auprès :

- des centres mondiaux pour le Géomagnétisme (gérés par l'AIGA) : WDCA (Boulder), WDC-C2 (Kyoto), WDC-C1 (Edimbourg et Copenhague) pour les valeurs minutes et les valeurs moyenne horaires ; WDC-B2 (Moscou) pour les valeurs moyennes annuelles ;
 - des centres d'information géomagnétiques régionaux (GINs) du réseau INTERMAGNET : pour les observatoires qui en font partie
 - du Service International des Indices Géomagnétiques (SIIG, St Maur, France) : pour la diffusion des indices d'activité (caractère K) ;
 - du NOAA, Solar-Geophysical Data : pour la publication mensuelle des principaux orages magnétiques (série Prompt reports) ;
 - du Projet CERSTED : pour la transmission chaque mois des valeurs mensuelles (Monthly means data base).
- Par ailleurs la plupart des observatoires continuent à diffuser un bulletin annuel d'observations (Yearbook).

5. LA CONTRIBUTION FRANÇAISE AU RÉSEAU MONDIAL

5.1. Les observatoires maintenus par la France

Au plan national le Bureau Central de Magnétisme Terrestre (BCMT) coordonne et évalue l'activité des observatoires magnétiques maintenus par la France, sur le territoire national ou en coopération. Créée en 1921, cette structure a été réactivée en 1988, six objectifs principaux ont été assignés au BCMT : être l'interlocuteur français privilégié des organismes équivalents nationaux ou internationaux (AIGA), centraliser les données de tous les observatoires concernés (le BCMT harmonise leur présentation en fonction des recommandations de l'AIGA et publie chaque année un bulletin de données), mener une politique cohérente quant à l'installation des observatoires magnétiques, définir les protocoles de mesure dans les observatoires français et les stations des réseaux de répétition, coordonner le développement des

équipements au sein des organismes concernés et assurer la formation des observateurs.

L'Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP), l'École et Observatoire des Sciences de la Terre à Strasbourg (EOST) et l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD), réunis au sein du BCMT, assurent la responsabilité scientifique de neufs observatoires magnétiques :

- En France : Chambon la Forêt (IPGP)
- En Polynésie française : Pamataï à Tahiti (IPGP)
- En Guyane française : Kourou (IPGP)
- Dans le Territoire des Terres Australes et Antarctiques

Françaises (TAAF) les observatoires de Martin de Viviers à l'île Amsterdam, de Port Alfred dans l'archipel des Crozet, de Port-aux-Français aux îles Kerguelen et de Dumont d'Urville en Terre Adélie sont maintenus par l'EOST, l'Institut Français pour la Recherche et la Technologie Polaires (IFRTP) assurant outre-mer le financement et le soutien logistique nécessaires.

- En République de Centre Afrique : Bangui (IRD)
- Au Sénégal : M'Bour (IRD)

Le BCMT maintient quatre observatoires magnétiques en coopération :

- En Algérie : Tamanrasset (CRAAG, Alger/IPGP)
- En Éthiopie : Addis Ababa (Université d'Addis

Ababa/IPGP)

- A Madagascar : Antananarivo (IOGA/EOST)

- Au Vietnam : Phu Thuy (Institut Géophysique d'Hanoi / IPGP)

5.2. État des lieux pour les observatoires français ou maintenus en coopération : le projet OMP

Les quatorze observatoires cités ci-dessus font partie du projet "Observatoire magnétique planétaire" (OMP), soutenu par l'Institut National des Sciences de l'Univers (INSU). Les premières années du projet ont été consacrées au développement du magnétomètre vectoriel qui devait équiper ces observatoires. Ce développement, ainsi que celui d'un magnétomètre spatial financé par le CNES (projet Magnolia) a suscité une collaboration étroite entre l'IPGP et la société Thomson Marconi Sonar à Brest et a permis de maintenir en France une compétence dans le domaine de la magnétométrie vectorielle. De son côté l'EOST a poursuivi son activité dans le domaine de l'appareillage de mesures absolues désigné sous l'appellation Déclinomètre-Inclinomètre à vanne de flux ou D-I Flux, appareil maintenant adopté comme référence absolue dans la plupart des observatoires (Bitterly et al., 1996). Une collaboration entre l'EOST et le "Lviv Centre of Space Research of National Academy of Sciences of Ukraine" (LCISR) s'est concrétisée par la réalisation d'une version remise à niveau de cet appareillage (Bitterly et al., 1998). Le magnétomètre vectoriel et le D-I Flux ont été présentés lors des tests d'intercomparaison organisés pendant les Ateliers sur les instruments d'observatoire magnétique à Dourbes (1994) et à Potsdam-Niemegk (1996).

Tous les observatoires OMP sont aux normes INTERMAGNET et leur équipement est relativement homogène. La transmission des données en temps quasi-réel par satellites permet une surveillance continue et efficace du fonctionnement des observatoires lointains (Bitterly et al., 1996). Le projet OMP constitue la contribution française-majeure- au programme international INTERMAGNET. Un simple coup d'œil à une carte représentant la distribution des observatoires montre combien l'hémisphère Sud est encore mal couvert et combien les stations françaises, existantes et à venir, sont importantes.

6. UTILITÉ DES DONNÉES DES OBSERVATOIRES MAINTENUS PAR LA FRANCE

Nous avons déjà indiqué que les données d'observatoire sont diffusées systématiquement dans les centres mondiaux (WDC, INTERMAGNET). Ces données sont régulièrement utilisées pour la mise à jour des modèles de champ magnétique (Cohen et al., 1997). Nous allons maintenant donner quelques illustrations de la contribution des observatoires du BCMT à des services ou à des programmes de recherches dans le cadre national et international.

6.1. Contribution à l'étude de la Terre profonde

Parce que, jusqu'à aujourd'hui aucun forage terrestre n'a dépassé 15 kilomètres de profondeur, nous n'avons accès qu'à des informations indirectes sur la terre profonde, fournies par la sismologie, la géodésie ou la géochimie. A partir des modèles du champ principal et de sa variation séculaire, modèles contraints essentiellement par les données d'observatoires magnétiques, une grande quantité d'informations complémentaires à ces disciplines peut être extraite. Nous retiendrons en particulier l'étude de la conductivité du manteau profond et celle des mouvements qui animent la surface du noyau.

Les variations du champ géomagnétique, entre le noyau où elles sont engendrées et la surface de la terre où elles sont observées, sont atténuées par la présence du manteau conducteur, et cela d'autant plus fortement que la conductivité du manteau serait plus élevée. L'expérimentation en laboratoire, utilisant des " cellules à diamant " capables de reproduire des conditions thermodynamiques comparables à celles qui règnent dans le manteau, conduit à estimer la conductivité électrique du manteau profond à environ 10 siemens par mètre (Poirier et al., 1998). En caractérisant, à partir des données d'observatoires, la secousse magnétique observée en 1970, il a été possible de calculer une valeur de conductivité moyenne d'environ 15 siemens par mètre pour le manteau inférieur, valeur en remarquable accord avec celle obtenue en laboratoire (Manda Alexandrescu et al., 1999). Par ailleurs une étude récente a été menée sur la conductivité de la partie supérieure du manteau inférieur (jusqu'à 870 km). Les longues séries de valeurs mensuelles de 78 observatoires, obtenues entre

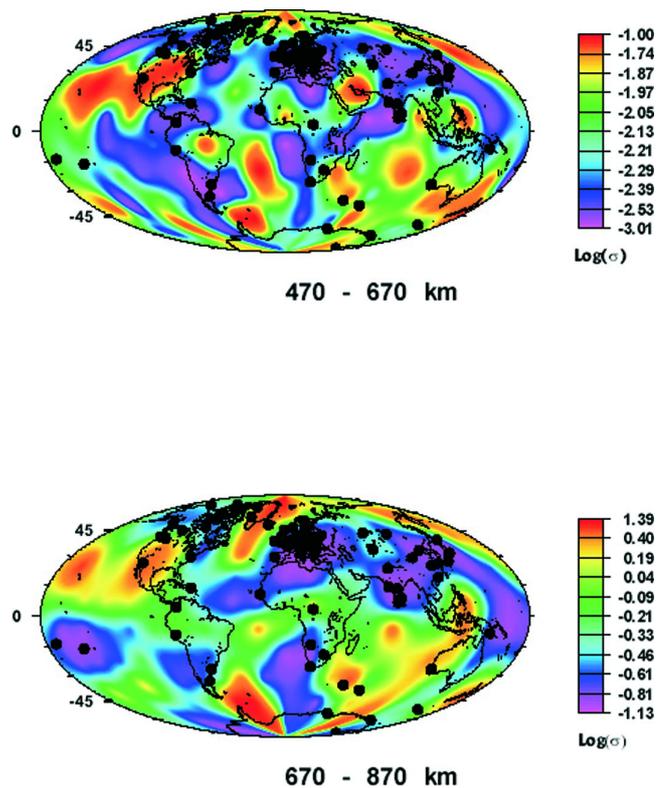


Fig. n°4 : Modèles 3D de la distribution de la conductivité électrique du manteau à des profondeurs de 470-670 km et 670-870 km.

1974 et 1987, ont été utilisées dans une inversion 3-D. Deux exemples de la distribution de la conductivité en 3-D sont présentés sur la **Figure n°4**. Les modèles pour des profondeurs de 470-670 et de 670-870 km sont en bon accord avec les images connues de la tomographie sismique du manteau (Tarits et al., 1998).

Les modèles de champ sont un intermédiaire nécessaire au calcul des mouvements qui animent la surface du noyau. Le modèle de Terre utilisé pour le calcul de ces mouvements est constitué d'un noyau conducteur et d'un manteau parfaitement isolant. L'équation qui gouverne l'évolution du champ montre que ses changements dans le noyau résultent d'une "compétition" entre le mouvement du fluide créant le champ par l'induction et la diffusion qui tend à détruire ce champ par effet de dissipation ohmique des courants électriques. Aujourd'hui on cherche à préciser la relation entre les différentes composantes des mouvements à la surface du noyau et les phénomènes observés à la surface de la Terre, en particulier les secousses affectant la variation séculaire. Dans cet objectif les données de 160 observatoires ont été analysées pour caractériser la géométrie des secousses reconnues en 1969, 1979 et 1992 (Alexandrescu et al., 1996, Le Huy et al., 1998).

VOIR CAHIER COULEUR

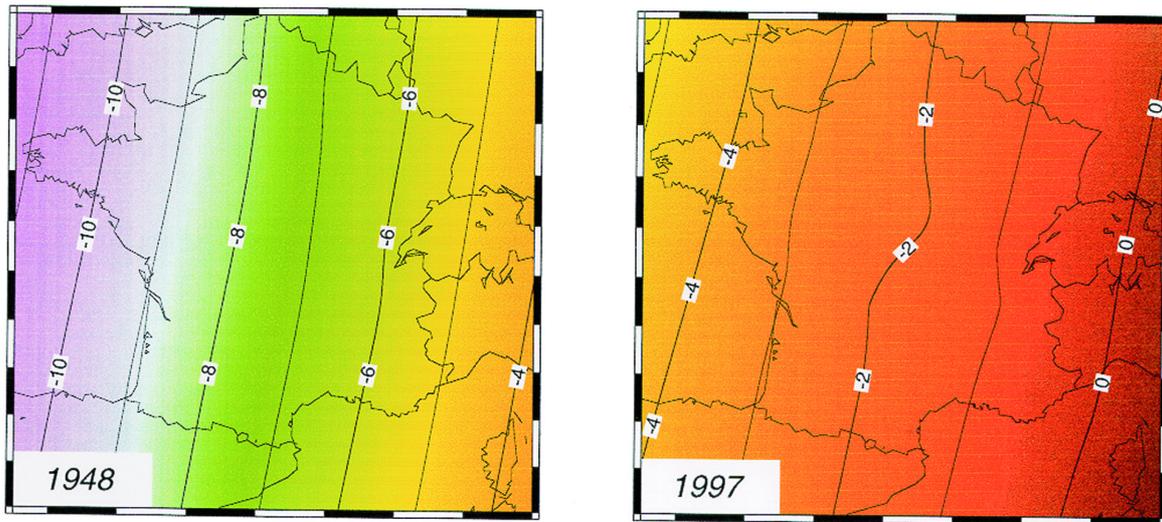


Fig. n°5 : Cartes de la déclinaison magnétique en France obtenues avec les seules données des stations de répétition, pour les années 1948 et 1997. Si l'on admet une évolution de la déclinaison voisine de celle des vingt dernières années, la valeur de la déclinaison à Paris serait nulle (0°) en 2015.

6.2. Contribution à la cartographie magnétique : les réseaux de répétition

Le réseau de répétition français est placé sous la responsabilité de l'IPGP, l'IRD effectue des campagnes de mesures dans un réseau de bases magnétiques établi en Afrique de l'ouest et en Afrique centrale, l'EOST réoccupe, selon les possibilités logistiques, quatre stations dans les îles subantarctiques et une station en Antarctique.

Le réseau de répétition en France Métropolitaine a été établi en 1947, il comportait alors 12 stations. Les premières mesures, sont rapportées à l'époque 1948.0. En 1965, 13 autres stations complémentaires sont établies avant le survol de la France pour réaliser la carte aéromagnétique (Le Borgne et Le Mouël, 1969). Ce réseau comporte actuellement 33 stations utilisées, notamment, pour réactualiser la carte des isogones de France. En utilisant seulement ces données il est possible d'obtenir une image des modifications du champ à l'échelle d'un demi-siècle sur le territoire français (Mandea Alexandrescu et al, 1999). La **Figure n°5** illustre le changement de la déclinaison observé entre 1948 et 1997.

En Afrique, en 1993-1994, à partir des observatoires de Mbour (Sénégal) et Bangui (Centrafrique), l'IRD a entrepris une campagne de réoccupation de 38 bases de son réseau de répétition en Afrique de l'Ouest et en Afrique Centrale (**Figure n°6**).

Dans les Terres Australes et Antarctiques Françaises les observatoires magnétiques installés aux îles Kerguelen (1957), Crozet (1974) et Amsterdam (1981) sont situés sur des terrains basaltiques où les anomalies locales peuvent atteindre plus de 1 000 nT sur quelques kilomètres. Dans ces conditions il était essentiel de vérifier que la variation séculaire déterminée à partir des données de ces observatoires est bien représentative à l'échelle régionale. Plusieurs stations de répétition ont

été créées dans ce but en tenant compte d'une part des possibilités logistiques et d'autre part en privilégiant des sites de mesures historiques antérieurement visités par des expéditions scientifiques.

Les résultats obtenus par l'IPGP, l'IRD et l'EOST lors de la réoccupation de ces stations ont été rassemblés dans le bulletin n°8 du BCMT (1996). Les futurs besoins de la cartographie magnétique ne feront pas appel seulement à des satellites. Les observatoires géomagnétiques permanents, associés aux stations de répétition, sont depuis plus de 150 ans un instrument essentiel à la connaissance du champ principal et le demeureront.

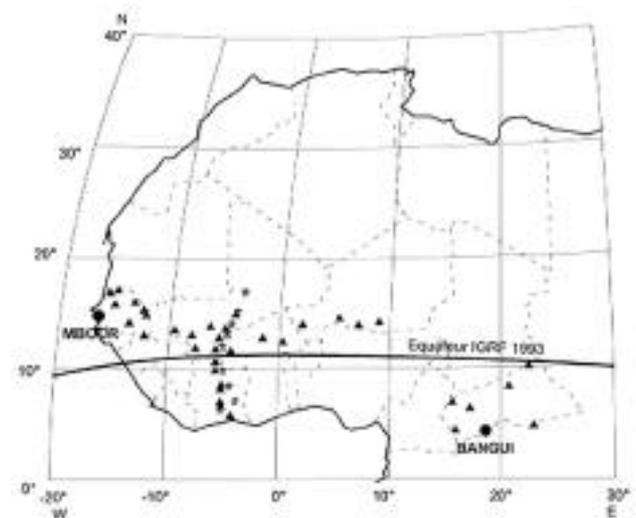


Fig. n°6 : Localisation des stations de répétition du réseau africain de l'IRD (triangles pleins) et des stations temporaires (astérisques) mises en place dans le cadre de l'AIEE.

6.3. Contribution à la détermination des indices d'activité magnétique

Les valeurs minute fournies par les observatoires de Crozet, Kerguelen et de l'île Amsterdam et transmises par satellite sont utilisées pour le calcul en temps quasi-réel de l'indice planétaire am (Menvielle et al., 1995). Pour cela le Service International des Indices Géomagnétiques (SIGG), utilise un réseau mondial constitué par 24 observatoires dont 9 seulement dans l'hémisphère sud (d'où l'importance des trois observatoires subantarctiques français). Depuis 1989 les données recueillies à l'île Amsterdam sont également utilisées pour le calcul des " Mid-Latitude Geomagnetic Indices ASY et SYM^ê ", élaborés mensuellement par le centre mondial WDC-C2 à Kyoto (Amsterdam est l'un des deux observatoires de l'hémisphère sud utilisé pour le calcul de ces indices). En 1996 on a proposé un nouvel indice représentatif de l'activité magnétique dans les régions de hautes latitudes sud (Southern High Latitudes Index AES-80), l'observatoire de Dumont d'Urville fait partie des cinq observatoires antarctiques retenus pour cette étude (Ballatore et al., 1998).

Ces trois exemples, ainsi que des études récentes (Bitterly et al., 1996 ; Berthelier et al., 1996 ; Menvielle et Berthelier, 1996), montrent bien la contribution essentielle des observatoires français austraux dans un domaine où les applications à la prédiction des perturbations qui affectent l'environnement électromagnétique de la Terre sont en plein développement (Francq et Menvielle, 1996).

6.4. Participation à l'Année Internationale de l'Electrojet Equatorial (AIEE)

Dans le cadre de l'Année Internationale de l'Electrojet Equatorial, proposée à la communauté internationale par l'assemblée générale de l'IUGG en 1987 à Vancouver, l'IRD, s'appuyant sur les observatoires de M'Bour et de Bangui, a mis en place de 1992 à 1994 un réseau de 10 stations magnétotelluriques s'étendant sur 1 200 km de Tombouctou à Abidjan selon un profil nord-sud de part et d'autre de l'équateur magnétique (**Figure 6**).

Le but de cette opération était d'une part l'étude de la signature magnétique de l'électrojet équatorial, et d'autre part la caractérisation des variations du champ électrique induit. Les composantes magnétiques horizontales étaient mesurées avec des variomètres classiques de type "Mosnier" à asservissement par un système capacitifs, la composante magnétique verticale avec un magnétomètre à vannes de flux et les variations du champ tellurique avec des lignes de 200 mètres orientées nord-sud et est-ouest reliant des électrodes en plomb. La base complète de ces données électromagnétiques pour l'AIEE est disponible sur un cédérom édité par le laboratoire de géophysique de l'IRD. Cette expérience électromagnétique conduite en zone équatoriale a fourni le premier jeu d'enregistrements continus et simultanés des variations des

champs magnétiques et telluriques pour cette région (Doumouya et al., 1998). Le résultat majeur de cette expérience est que l'induction par la variation diurne du champ magnétique n'a pu être mise en évidence. Les variations diurnes des champs magnétiques et électriques ne présentent pas la même variabilité jour à jour dans les régions équatoriales, démontrant l'existence de deux sources ionosphériques distinctes responsables de ces variations diurnes. Un autre résultat intéressant est la mise en évidence d'un effet de source, apparaissant durant la journée pour les phénomènes de longues périodes, effet dû à la distribution gaussienne de la conductivité ionosphérique, et qui rend impossible le sondage magnétotellurique profond en zone équatoriale (Vassal et al., 1998).

6.5. Participation au programme CERSTED

Le projet CERSTED est un satellite géomagnétique de recherche pour la période 1999-2000 (lancement le 23 février 1999), ce projet associe certains observatoires sol du réseau mondial (ceux du réseau INTERMAGNET en particulier). Les objectifs d'CERSTED intéressent à la fois les études du champ magnétique principal, du champ d'anomalies et les interactions entre le vent solaire et la magnétosphère. La participation des observatoires du BCMT a été sollicitée compte tenu de leur position géographique et géophysique privilégiée. Les données sol sont rassemblées à Copenhague (CERSTED Data Centre). Par ailleurs le Centre de données géomagnétiques (GIN) de Paris a été choisi pour assurer le maintien en ligne des données définitives de tous les observatoires participant à INTERMAGNET en attendant qu'elles soient disponibles sur le cédérom annuel. Ces données seront utilisées par les principaux investigateurs du programme CERSTED pour valider ou corriger rapidement les données reçues des instruments embarqués.

6.6. Les données des observatoires magnétiques : Où est comment les obtenir ?

Les bases de données sont à considérer à la fois au niveau de l'institution ayant en charge le fonctionnement des observatoires (IPGP, EOST et IRD), au niveau national (BCMT), au niveau du réseau INTERMAGNET et enfin à celui des centres mondiaux (WDC). C'est le premier niveau qui assure la mise à jour des autres bases de données en fournissant à chacune d'elles des résultats définitifs mis en forme au format convenable.

Deux initiatives sont à signaler dans l'effort entrepris pour regrouper les données anciennes d'observatoires magnétiques. La première concerne le BCMT qui a entrepris la constitution d'une base de données rassemblant toutes les données disponibles sous forme numérique pour les observatoires français depuis leur création. Cette base de données sera disponible sur cédérom en 1999. La seconde concerne le Laboratoire de Géomagnétisme de l'IPGP qui, constatant que les valeurs mensuelles dispo-

nibles dans les centres mondiaux ne constituaient pas une base suffisamment longue et complète pour permettre l'étude des caractéristiques de la variation séculaire comme les secousses magnétiques, a rassemblé et surtout validé les séries mensuelles des observatoires (Alexandrescu, 1998).

Pour obtenir les données des 14 observatoires déjà cités diverses possibilités existent :

- Bulletins et données historiques des observatoires français :

BCMT, Institut de Physique du Globe de Paris, IPGP - B89-, 4, place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05. (Télécopie : 33 (0)1 44 27 33 73 ; E mail : bcmt@ipgp.jussieu.fr)

- Données temps réel disponibles pour les observatoires du réseau INTERMAGNET : Les valeurs minutes s'obtiennent auprès des GIN's (Geomagnetic Informations Nodes), sur une base journalière. Les GIN's maintiennent 45 jours de données accessibles en ligne, l'adresse du GIN français maintenu par l'IPGP est : par_gin@ipgp.jussieu.fr

- Données visibles sur les serveurs WWW (tracés des magnétogrammes temps réel) dont les adresses sont : <http://obsmag.ipgp.jussieu.fr> pour le serveur de l'IPGP, et <http://eost.u-strasbg.fr/obsmag> pour le serveur de l'EOST. Sur ces deux serveurs il existe un lien possible avec tous les autres serveurs du réseau INTERMAGNET.

- Données définitives (valeurs minutes, horaires, mensuelles et annuelles) : sur le cédérom réalisé par INTERMAGNET.

7. PERSPECTIVES POUR LES OBSERVATOIRES DU BCMT

7.1. Évolution vers l'automatisation des mesures

L'automatisation des mesures dans les observatoires magnétiques est un impératif auquel sont confrontés de nos jours, pour des raisons diverses - qui ont souvent en commun une raison économique - la plupart des observatoires. Pour des raisons d'ordre métrologique, la plupart des observatoires fonctionnent selon le principe suivant : (1) mesures "continues" de valeurs relatives de composantes (à l'aide de trois "variomètres"), par rapport à un niveau de référence connu avec une justesse insuffisante ; (2) mesures absolues effectuées la plupart du temps manuellement à raison d'une à deux fois par semaine. Ces mesures sont destinées à déterminer les valeurs de référence (appelées valeurs de base) des mesures relatives. Seule la combinaison des deux permet de déterminer à chaque instant les composantes du champ en vraie grandeur, l'importance des mesures absolues a été à nouveau soulignée par le Conseil exécutif d'INTERMAGNET. L'automatisation des observatoires magnétiques, et donc à terme celle des mesures absolues, constitue l'objectif qui mobilisera les efforts des cinq prochaines années dans le domaine de l'instrumentation magnétique. Des solutions ont été proposées avec plus ou moins de réussite depuis longtemps, le défi à relever étant d'éviter la perte de la justesse et de la précision dans cette opération.

Une approche, pour l'instant théorique du problème, a été développée à l'EOST, à partir des informations fournies d'une part par les variomètres, d'autre part par un magnétomètre à protons enregistrant, avec le même pas d'échantillonnage que les variomètres, c'est-à-dire chaque minute des mesures d'intensité en vraie grandeur. L'objectif de cette nouvelle tentative est d'estimer les valeurs de base permettant de reconstituer le champ complet au niveau du magnétomètre à protons. Le principe mis en œuvre revient à comparer le champ \mathbf{B}_v mesuré par les variomètres au champ théorique $\mathbf{B}_a - \mathbf{C}$ où \mathbf{B}_a est le champ régnant au voisinage du magnétomètre à protons - dont on ne connaît que l'intensité - et \mathbf{C} est le champ des valeurs de base qui est le paramètre inconnu du problème. Le problème est naturellement sous-déterminé mais on peut le contraindre raisonnablement par les considérations suivantes:

- des tests ont montré que les composantes de \mathbf{C} étaient pratiquement statistiquement indépendantes dans un repère $\mathbf{e}_1, \mathbf{e}_2, \mathbf{e}_3$ tel que \mathbf{e}_3 est dirigé suivant la direction moyenne du champ, \mathbf{e}_1 est horizontal, orthogonal au plan du méridien magnétique moyen, et \mathbf{e}_2 complète le repère. C_3 est bien déterminé sans contrainte supplémentaire, mais ce n'est pas le cas de C_1 et C_2 .

- il est nécessaire d'estimer l'angle des vecteurs \mathbf{B}_a et $\mathbf{C} + \mathbf{B}_v$. Le négliger introduit un biais considérable dans l'estimation des composantes C_1 et C_2 . Son estimation repose sur des arguments d'ordre statistique. Moyennant une hypothèse gaussienne sur les erreurs affectant \mathbf{B}_v , on peut calculer la distribution de probabilité de l'angle ($\mathbf{B}_a, \mathbf{C} + \mathbf{B}_v$) et attribuer une valeur à l'angle par un tirage au sort sur cette loi.

- il est d'usage de définir une valeur de base par jour. On peut alors introduire une contrainte, employée dans l'inversion d'Occam, pénalisant les sauts des valeurs de base entre deux journées consécutives.

- enfin, on peut introduire comme information a priori des mesures réelles de \mathbf{B}_a effectuées à des intervalles de temps arbitraires.

Pour l'estimation de \mathbf{C} , deux algorithmes ont été mis au point : un premier algorithme d'inversion non linéaire classique, faisant appel néanmoins, à chaque itération, à un tirage au sort sur l'angle ($\mathbf{B}_a, \mathbf{C} + \mathbf{B}_v$) et un second, fondé sur la méthode de Monte Carlo par chaîne de Markov, qui fournit une estimation de la loi de probabilité marginale des composantes de \mathbf{C} pour chaque journée.

Les résultats obtenus, pour l'instant sur des données synthétiques, montrent, comme indiqué plus haut, que C_3 est très bien déterminé. En se contentant d'une contrainte de lissage, on peut estimer C_1 et C_2 à 2 ou 3 nT près selon l'importance du lissage. Naturellement, l'estimation va en s'améliorant lorsqu'on introduit de vraies mesures absolues de \mathbf{B}_a : avec une mesure par mois, l'incertitude se réduit à 1 à 2 nT, avec une mesure par semaine, elle ne dépasse pas le nT (Houssou, 1998, Schott et al., 1998).

Mais l'objectif reste bien évidemment de réduire au minimum (typiquement une mesure par an) les interventions manuelles que représentent les mesures absolues traditionnelles.

7.2. Nouvelles stations du projet OMP, installation d'un observatoire magnétique en Antarctique

Pour les prochaines années l'objectif primordial, fixé par le BCMT, est de renforcer les stations OMP existantes (doublement des capteurs et des dispositifs d'acquisition pour une meilleure fiabilité, automatisation des installations). En complément il paraît raisonnable d'installer encore quelques stations OMP supplémentaires : les prochains sites cibles retenus sont situés à l'île de Pâques (coopération IGP/NASA), à Langzou en Chine et à Qsaybeh au Liban. Dans le Pacifique l'IRD a récemment installé une station magnétique provisoire en Nouvelle Calédonie, à proximité de Nouméa, une évaluation est en cours pour déterminer si cette station doit à terme être transformée en observatoire permanent.

Le projet franco-italien Concordia, prévoit l'installation d'un observatoire magnétique permanent à l'intérieur du continent antarctique (site du Dôme C, 75°S et 124° E, altitude 3 200 m). L'installation de cet observatoire magnétique automatisé présentera un intérêt certain : implanté à plus de 1 000 km de l'observatoire le plus proche, sur une calotte glaciaire de plus de 4 000 m d'épaisseur et donc très au dessus du socle rocheux, cet observatoire sera beaucoup moins affecté par les anomalies superficielles que tous les autres observatoires antarctiques tous installés en bordure du continent. Il permettra en outre de combler une lacune considérable dans le réseau des observatoires de l'hémisphère sud et les données recueillies seront de première importance pour le calcul des modèles globaux. L'EOST est le partenaire français de ce projet.

CONCLUSION

Surveiller le champ magnétique sur des échelles temporelles allant de la seconde au siècle, en des points régulièrement distribués à la surface de la terre représente une contribution importante à la connaissance de notre planète et à la surveillance de son environnement. L'étude de la variation séculaire reposera toujours en partie même quand aura été décidé le lancement d'une série de satellites magnétiques de longue durée- sur les données des observatoires géomagnétiques. En effet, un réseau d'observatoires complet, bien instrumenté et automatisé, sera essentiel pour réduire les données fournies par les satellites. Depuis peu, quelques observatoires sont en danger de fermeture pour des raisons financières ou politiques. Des efforts doivent être menés pour les maintenir et aussi pour installer de nouvelles stations dans les zones mal couvertes.

RÉFÉRENCES

- Alexandrescu, M., C. Ha Duyen, J-L. Le Mouël, Geographical distribution of magnetic observatories and field modelling, *J. Geomag. Geoelectr.*, 46, 891-901, 1994.
- Alexandrescu, M., Le champ géomagnétique et ses observatoires, Thèse, Institut de Physique du Globe de Paris, 23 avril 1996.
- Alexandrescu, M., V. Courtillot, J-L. Le Mouël, Geomagnetic field direction in Paris since the mid-XVIth century, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 98, 321-360, 1996.
- Alexandrescu, M., D. Gibert, G. Hulot, J-L. Le Mouël & G. Saracco, Worldwide wavelet analysis of geomagnetic jerks, *J. Geophys. Res.*, B10, 21, 975-994, 1996.
- Alexandrescu, M., V. Courtillot and J-L. Le Mouël, High resolution secular variation of the geomagnetic field in western Europe over the last 4 centuries: comparison and integration of historical data for Paris and London, *J. Geophys. Res.*, 102, B9, 20245-20258, 1997.
- Alexandrescu, M., Database of geomagnetic observatory monthly means seeks contributors, *EOS Trans. AGU*, 79, 29, July 21, 1998.
- Alexandrescu, M., D. Gibert, J-L. Le Mouël, G. Hulot and G. Sarcco, About the electrical conductivity of the lower mantle, *J. Geophys. Res.*, accepted, 1999.
- BCMT : Réseaux magnétiques de répétition, France Métropolitaine 1992, Terres Australes et Antarctiques Françaises 1990-1993, Afrique de l'Ouest et Afrique Centrale 1992-1993, Bulletin n° 8, Bureau Central de Magnétisme Terrestre, France, 1-129, 1996.
- Balatore, P., C.G. MacLennan, M.J. Engebretson, M. Candidi, J. Bitterly, C.I. Meng, and G. Burns, A new southern high-latitude index, *Ann. Geophysicae* 16, 1589-1598, 1998.
- Berthelier, A., M. Menvielle, & M. Bitterly, Quasi-real time determination of K derived planetary indices: The K index derivation, Proceedings of the VIth Workshop on Geomagnetic Observatory Instruments, Data Acquisition and Processing, Dourbes, Institut Royal Météorologique de Belgique, 144-147, 1996.
- Bitterly, J., D. Gilbert, J.M. Cantin, J. Burdin, & A. Pérès, Développement des magnétomètres à vanne de flux dans les observatoires magnétiques français 1975-1995, in: Observations magnétiques, Bureau central de Magnétisme Terrestre, Paris, n° 8, 99-129, 1996.
- Bitterly, M., M. Menvielle, J. Bitterly, & A. Berthelier, A comparison between computer derived (FMI method) and hand scaled K indices at Port-aux-Français and Port Alfred French observatories, Proceedings of the VIth Workshop on Geomagnetic Observatory Instruments, Data Acquisition and Processing, Dourbes, Institut Royal Météorologique de Belgique, 136-143, 1996.
- Bitterly, J., M. Bitterly, J.M. Cantin, & A. Pérès, Remote monitoring of French subantarctic and antarctic observatories using satellite communications, Proceedings of the VIth Workshop on Geomagnetic Observatory Instruments, Data Acquisition and Processing, Dourbes, Institut Royal Météorologique de Belgique, 181-184, 1996.

- Bitterly, J., J.M. Cantin, B. Bondaruk, V. Korepanov, and L. Rakhlin, An experience of joint development of D-I meter, Proceedings of the VIIth Workshop on Geomagnetic Observatory Instruments Data Acquisition and Processing, GeoForschungs Zentrum Potsdam, 119-130, 1998.
- Cohen, Y., M. Alexandrescu, G. Hulot, J-L. Le Mouël, Candidate models for 1995 revision of IGRF, a worldwide evaluation based on observatory monthly means, *J. Geomag. Geoelectr.*, 49, 279-290, 1997
- Courtilot, V., J. Ducruix, J-L. Le Mouël, Sur une accélération récente de la variation séculaire du champ magnétique terrestre, *C.R. Hebd. Scéances Acad. Sci. sér. D*, 287, 1095-1098, 1978.
- Doumouya, V., J. Vassal, Y. Cohen, O. Fambitakoye, and M. Menvielle, Equatorial electrojet at African longitudes: first results from magnetic measurements, *Ann. Geophysicae*, 16, 6, 658-676, 1998.
- Felgentraeger, W., Die Längste nachweisbare säkulare periode des Erdmagnetischen elemente, teil I: Deklination, 64 pp., Göttingen, 1892.
- Franco C. and M. Menvielle, A model for the am (Km) planetary geomagnetic activity index and application to prediction, *Geophys. J. Int.*, 125, 729-746, 1996.
- Gauss, C.F., Allgemeine Theorie des Erdmagnetismus, Leipzig, 1839.
- Green, A.W., R.L. Coles, D.J. Kerridge and J-L. Le Mouël, INTERMAGNET, Today and Tomorrow, Proceedings of the VIIth Workshop on Geomagnetic Observatory Instruments Data Acquisition and Processing, GeoForschungsZentrum Potsdam, 277-286, 1998.
- Heirtzler, J.R., A.W. Green, J. Booker, R.A. Langel, A. Chave, and N.W. Peddie, An enhanced geomagnetic observatory network, Report to the U.S. Geodynamics Committee, National Research Council, 1994.
- Houssou, P., Acquisition et traitement de données d'observatoires géomagnétiques : application à l'océan Indien, Thèse, École et Observatoire des Sciences de la Terre, Strasbourg, 24 juin 1998.
- INTERMAGNET, Technical reference manual, version 3.0., 74 pp., Edited by D.F. Trigg & R. L. Coles, revised by B.J. St Louis & E.A Sauter, Intermagnet Office, Denver, 1996.
- Jankowski, J., and C. Sucksdorff, Manual on magnetic measurements and observatory practice, 235 pp., International Association of Geomagnetism and Aeronomie, Boulder, Co., 1996.
- Le Borgne, E. et J-L. Le Mouël, La nouvelle carte magnétique de la France, *Annales de l'Institut de Physique du Globe de Paris et du Bureau Central de Magnétisme Terrestre*, vol. XXXV, 197-224, 1969.
- Le Huy, M., M. Alexandrescu, G. Hulot, and J-L. Le Mouël, On the characteristics of successive geomagnetic jerks, *Earth Planets Space*, 50, sous presse, 1998.
- Malin, S.C.R. and Sir E. Bullard, The direction of the Earth's magnetic field at London, 1570-1975, *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, 299, 1450, 357-423, 1981.
- Mandea Alexandrescu, M., S. Gilder, V. Courtillot, J-L. Le Mouël and D. Gilbert, Looking back on a half century of repeat magnetic measurements in France, *EOS Trans. AGU*, vol. 80, 3, January 19, 1999.
- Menvielle, M., N. Papitashvili, L. Häkkinen, & C. Sucksdorff, Computer production of K indices: review and comparison of methods, *Geophys. J. Int.*, 123, 866-886, 1995.
- Michel, S., Effets électriques et magnétiques sur le Piton de la Fournaise (île de la Réunion) : influence des circulations de fluides, Thèse, Université de Paris VII, 1995.
- Newitt, L.R., C.E. Barton., & J. Bitterly, Guide for Magnetic Repeat Station Surveys, 112 pp., International Association of Geomagnetism and Aeronomie, Boulder, Co., 1996.
- Poirier, J.P., V. Malavergne, and J-L. Le Mouël, Is there a thin electrically conducting layer at the base of the mantle? AGU volume on the Core-Mantle Region (sous presse), 1998
- Proceedings of the VIth Workshop on Geomagnetic Observatory Instruments Data Acquisition and Processing, 249 pp., Editor Jean L. Rasson, publication n°003, Institut Royal Météorologique de Belgique, 1996.
- Proceedings of the VIIth Workshop on Geomagnetic Observatory Instruments Data Acquisition and Processing, 450 pp., Editors A. Best and H.-J. Linthe, Scientific Technical Report STR98/21, publication Adolf Schmidt-Observatory for Geomagnetism Niemegek, GeoForschungsZentrum Potsdam, 1998.
- Ranaivo Nomemenjanahary, F.N., C. Andriamaampianina, L. Rakotovoao, J. Bitterly, J-J. Schott, and C. Barton, Statistical comparative study between IGRF 1995's candidate models, Proceedings of the VIIth Workshop on Geomagnetic Observatory Instruments Data Acquisition and Processing, GeoForschungsZentrum Potsdam, 209-216, 1998.
- Schott, J-J., J. Bitterly, and M. Menvielle, Automatic magnetic observatories: A tentative procedure, Proceedings of the VIIth Workshop on Geomagnetic Observatory Instruments Data Acquisition and Processing, GeoForschungsZentrum Potsdam, 189-200, 1998.
- Tarits, P. and M. Mandea Alexandrescu, Global Induction with magnetic observatories data: Role of sea floor observatories, AGU, U41A-67, San Fransico Dec. 1998.
- Vassal, J., M. Menvielle, M. Dukhan, K. Boka, Y. Cohen, V. Doumouya and O. Fambitakoye, A study of the transient variations of the Earth electromagnetic field at dip latitudes in Western Africa (Mali and Ivory Coast), *Ann. Geophysicae*, 16, 6, 677-697, 1998.
- Zlotnicki, J., J-L. Le Mouël., J.C. Delmond, C. Pambrun and H. Delorme, Magnetic variations on Piton de la Fournaise volcano. Volcanomagnetic signals associated with the November 6 and 30, 1987, eruptions, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 56, 281-296, 1993.

DYNAMIQUE DU SYSTEME IONOSPHERE-MAGNETOSPHERE TERRESTRE : CONTRIBUTION DES RADARS SOL EISCAT-ESR ET SUPERDARN

COUPLED DYNAMICS OF THE TERRESTRIAL IONOSPHERE-MAGNETOSPHERE SYSTEM: CONTRIBUTION OF EISCAT-ESR AND SUPERDARN RADARS

J.-C. CERISIER

Centre d'Étude des Environnements Terrestre et Planétaires 4, Avenue de Neptune, 94107 Saint-Maur-des-Fossés Cedex

ABSTRACT

The auroral and polar ionosphere is coupled both with the thermosphere through ion-neutral collisions, and with the magnetospheric boundary layers by magnetic field lines. Energy, momentum and plasma particles are transferred from the interplanetary medium to the magnetosphere across these boundaries. Coherent and incoherent radars have proved to be a useful tool for studying the dynamics and thermodynamics of the coupled magnetosphere-ionosphere-thermosphere system. Their contribution during the last few years is reviewed, with emphasis on the work carried out in France, based on the EISCAT-ESR incoherent radars and the SuperDARN network of coherent radars. The complementarity between ground radars and space satellite programmes is also emphasised.

The physical principles of the scattering of radio waves are first recalled and the standard analysis and interpretation of coherently and incoherently scattered signals for diagnosis purposes are described. As this standard model is sometimes inadequate, more sophisticated algorithms have been developed, dealing with unusual situations such as the superposition of coherent and incoherent signals, or the observation of multiple echoes with coherent radars.

A first application of ground radars is to the study of large-scale electrodynamics in the magnetosphere-ionosphere system. The relation between horizontal ionospheric currents and parallel currents in the nightside, and the relative location of the convection reversal boundary and the open-closed field line boundary have been the main topics of interest. At smaller scales, transient flow bursts are observed to be the response in the ionosphere to solar wind-magnetosphere interactions at the magnetopause, either pressure pulses or flux transfer events (FTE).

The application of incoherent scatter to the study of thermospheric dynamics has allowed to model horizontal neutral winds in the auroral zone and to perform comparisons with direct interferometer measurements.

Numerical models have been developed and proved useful to interpret radar data: (1) a global self-consistent model describing for the first time magnetosphere-ionosphere-thermosphere interac-

tions has been used to study inertial effects due to the thermosphere; (2) a detailed ionospheric model including effects of ionosphere-magnetosphere coupling such as Joule heating, precipitations and vertical transport.

1. INTRODUCTION

Dans l'environnement ionisé de la Terre, il est classique et commode de considérer l'ionosphère comme une région distincte de la magnétosphère située au-dessus. La magnétosphère est la région confinée par le flux du vent solaire, à l'intérieur de laquelle s'exerce l'influence du champ magnétique terrestre. Dans l'ionosphère, qui n'est en fait que la couche de basse altitude de la magnétosphère, les processus d'ionisation des neutres sont actifs, qu'il s'agisse du rayonnement UV solaire ou de l'ionisation particulière par les particules énergiques "précipitées" depuis la magnétosphère. De plus, le plasma de l'ionosphère est fortement couplé aux neutres de la thermosphère, dynamiquement et thermodynamiquement, par l'intermédiaire des collisions. Le champ magnétique terrestre joue un rôle important dans la structuration du système magnétosphère-ionosphère-thermosphère, en couplant les régions de la magnétosphère à l'ionosphère située au pied des mêmes lignes de champ. C'est ainsi que l'ionosphère des régions de haute latitude communique avec les régions les plus lointaines de la magnétosphère, c'est-à-dire les régions les plus à même de subir et de transmettre l'influence du milieu interplanétaire. L'implantation de systèmes de radars dévolus à l'étude par diffusion de l'ionosphère des régions aurorales et des calottes polaires, donne ainsi accès à la physique de la magnétosphère et de son contrôle par le vent solaire. Le champ de vue relativement étendu de ces instruments, s'ajoutant à l'effet de la convergence des lignes de champ magnétosphériques vers les basses altitudes, en font des outils irremplaçables pour une observation globale de la magnétosphère. En ce sens, ils présentent une complémentarité forte avec les mesures in-situ effectuées par des satellites, en apportant d'une part des mesures additionnelles sur la même ligne de champ, et d'autre part en permettant de replacer les mesures satellitaires dans un cadre plus global. De plus, en prenant en compte la continuité temporelle des mesures, les radars sont également des outils de surveillance de la météorologie spatiale.

Nous décrirons dans cet article la contribution des radars européens à diffusion incohérente EISCAT-ESR ainsi que celle du réseau de radars cohérents SuperDARN

auxquels la communauté française participe. Après un rappel du principe de la diffusion, incohérente et cohérente, et des caractéristiques techniques des radars, nous développerons quelques aspects de physique de la mesure. Nous aborderons ensuite l'apport de ces instruments à la compréhension du système magnétosphérique. Bien que ces thèmes soient fortement couplés, nous envisagerons séparément le contrôle de la convection par le milieu interplanétaire, puis la dynamique de l'ionosphère et de la thermosphère, avant de revenir sur la modélisation des couplages du système global magnétosphère-ionosphère-thermosphère.

2. LA DIFFUSION DES ONDES RADIO

Lorsqu'une onde radio traverse un milieu matériel, chaque particule chargée est mise en mouvement par le champ électrique de l'onde et se comporte comme un émetteur secondaire. Le champ total est la résultante du champ incident et du champ rayonné. Si le milieu est parfaitement uniforme, le résultat est une onde plane progressive comme l'onde incidente, mais se propageant avec une vitesse caractéristique du milieu traversé.

Si le milieu n'est pas uniforme, deux types d'effets sont possibles, suivant l'échelle spatiale des structures traversées. Si cette échelle est nettement plus grande que la longueur d'onde, on observera des effets de réfraction (accompagnés de phénomènes de focalisation - défocalisation). Au contraire, si l'échelle est inférieure ou de l'ordre de la longueur d'onde, on s'attend à des effets de type diffusion, c'est-à-dire qu'une partie de l'énergie de l'onde incidente est rayonnée dans des directions différentes. En termes d'ondes sinusoïdales, chaque composante diffusée est le résultat de la superposition (au sens de la relation de Bragg, c'est à dire avec addition des fréquences et addition vectorielle des vecteurs d'onde) de l'onde incidente et de la composante de Fourier de la structure spatio-temporelle des diffuseurs.

2.1. La diffusion incohérente et le système EISCAT-ESR

2.1.1. La diffusion incohérente

Dans la diffusion incohérente, c'est la structure granulaire du plasma (c'est-à-dire le fait que le plasma est formé de particules quasiment ponctuelles) qui est responsable de la diffusion. C'est la diffusion de Thomson due essentiellement aux électrons (qui sont les particules les plus mobiles). L'agitation thermique des électrons est responsable de la forme gaussienne et de la largeur du spectre autour de la fréquence incidente. Ce schéma simple prévaut lorsque la longueur d'onde incidente est inférieure à une longueur caractéristique du plasma appelée longueur de Debye. Dans le cas contraire, les fluctuations des particules du milieu ne sont plus aléatoires, mais au contraire fortement corrélées. Ces corrélations résultent du fait que chaque particule (électron ou ion)

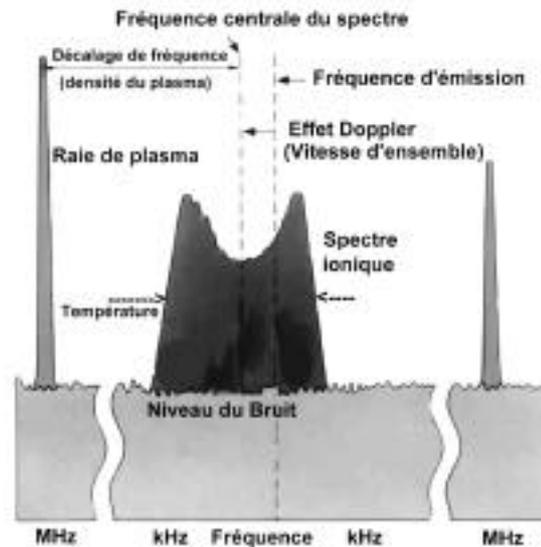


Fig. n°1 : Le spectre de la diffusion incohérente

tend à s'entourer d'un excès de particules de signe contraire et d'un déficit de particules de même signe, de manière à compenser sa propre charge. Ce phénomène s'exerce sur une distance de l'ordre de la longueur de Debye autour de chaque particule du plasma. Ce second régime de diffusion incohérente est particulièrement intéressant car l'énergie diffusée se concentre dans une bande de fréquence beaucoup plus étroite, la raie ionique, (dont la largeur est donnée par la vitesse thermique des ions et non plus par celle des électrons), à laquelle s'ajoutent deux raies fines décalées de la fréquence incidente par la fréquence plasma du milieu. C'est ce second régime qui est toujours choisi dans les installations de sondage ionosphérique. Il est important de souligner que par sa nature, la diffusion incohérente est toujours présente, et qu'elle constitue le seul mécanisme de diffusion dans un plasma en équilibre thermodynamique. Cependant, la section efficace de diffusion de chaque électron est très faible (inférieure à 10^{-29} m^2). Ceci explique l'importance des moyens matériels à mettre en œuvre dans une installation de diffusion incohérente.

2.1.2. Le système EISCAT-ESR

L'association EISCAT (European Incoherent SCATter) regroupe un ensemble de partenaires européens dont la France. Elle est responsable, depuis le début des années 80, de deux radars situés à Tromsø au nord de la Norvège, l'un d'eux comportant de plus deux stations de réception additionnelles à Kiruna en Suède et Sodankyla en Finlande.

L'analyse de la raie ionique du signal diffusé permet de déterminer les caractéristiques essentielles du plasma ionosphérique (Figure n°1). La densité électronique est proportionnelle à la puissance totale du signal diffusé,

tandis que la largeur du spectre donne une évaluation du rapport entre la température des ions et leur masse. La forme du spectre présente des épaulements, dont la hauteur relative permet de déduire le rapport entre les températures électronique et ionique. Enfin le décalage global du spectre donne accès à une composante de la vitesse d'ensemble du plasma, ce qui explique l'intérêt d'un système tristatique (une station d'émission mais trois stations de réception) pour une mesure vectorielle de cette vitesse d'ensemble.

Le radar EISCAT est situé à une latitude bien adaptée à l'exploration de la zone aurorale nocturne. Le dispositif a été complété depuis 1996 par le radar ESR (Eiscat Svalbard Radar) situé à plus haute latitude au Spitzberg, donnant ainsi accès au côté jour de la zone aurorale (le cornet polaire) et à la calotte polaire elle-même.

Sur le site de Tromsø se trouvent deux systèmes complémentaires : (1) un radar tristatique fonctionnant dans la gamme UHF dont la puissance crête est de 1,7 MW, comportant une antenne parabolique de 32 m de diamètre orientable dans toutes les directions. Des antennes identiques sont utilisées sur les sites distants en réception ; (2) un radar VHF monostatique comportant une antenne de 120 m x 40 m, en forme de cylindre parabolique, orientable dans le plan méridien. L'intérêt d'une fréquence VHF est de permettre des mesures à des altitudes plus élevées, dans l'ionosphère supérieure où le plasma est moins dense, en repoussant la limite imposée par la longueur de Debye. Le radar du Spitzberg est lui aussi un système VHF monostatique, utilisant une antenne parabolique.

2.2. La diffusion cohérente et le réseau SuperDARN

2.2.1. La diffusion cohérente

Dans la diffusion cohérente, les irrégularités responsables de la diffusion sont des ondes excitées au-dessus de leur niveau thermique par divers processus d'instabilité, le plasma ionosphérique n'étant pas avare de sources d'énergie libre prêtes à s'investir dans la croissance d'ondes diverses. Encore faut-il que l'onde radar soit diffusée dans une direction connue et commode. De ce point de vue, la solution la plus simple sur le plan expérimental est la rétrodiffusion, c'est-à-dire que l'émetteur et le récepteur de l'onde diffusée sont situés au même endroit. Les radars HF du réseau SuperDARN s'appuient sur l'idée que les irrégularités responsables de la diffusion résultent principalement de l'instabilité de dérive de gradient dont les deux caractéristiques essentielles sont les suivantes : (i) à cause de la forte conductivité électrique du plasma parallèlement au champ magnétique, les irrégularités diffusantes sont alignées avec le champ. Une construction géométrique simple montre alors que le vecteur d'onde incident doit être perpendiculaire au champ magnétique, c'est à dire pratiquement horizontal dans les régions aurorales et polaires. Ceci explique le choix de la

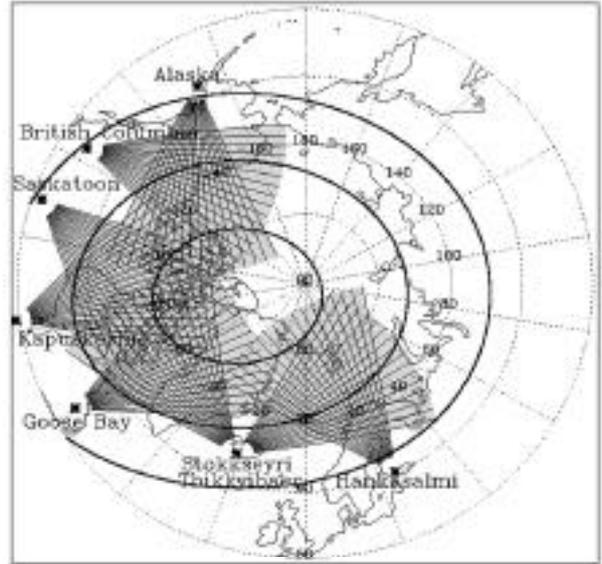


Fig. n°2 : Le réseau des radars SuperDarn dans l'hémisphère Nord. La paire Alaska-Prince George est en cours de développement.

gamme des fréquences HF, suffisamment basse pour que des ondes provenant d'un émetteur au sol subissent une réfraction notable ; (ii) la fréquence des ondes de dérive de gradient est quasiment nulle, dans le repère du plasma (on dit que les irrégularités sont "gelées" dans le plasma) ; il en résulte que tout décalage de fréquence de l'onde diffusée par rapport à l'onde émise provient de l'effet Doppler dû au mouvement d'ensemble du plasma. En mesurant ce décalage, on a ainsi accès à une composante de la vitesse du plasma.

2.2.2. Le réseau SuperDARN

Le réseau SuperDARN (Dual Auroral Radar Network) consiste en une double chaîne en longitude de radars cohérents HF (Greenwald et al., 1995a). Chaque radar détecte le signal rétrodiffusé par les irrégularités de densité électronique de l'ionosphère. Le faisceau radar est orientable dans un angle azimutal de 53°, la portée étant de l'ordre de 3 000 km, permettant ainsi de couvrir un champ de vue d'environ 4 millions de km² dans l'ionosphère de la région aurorale et de la calotte polaire.

Afin de déterminer par triangulation les vitesses vectorielles de déplacement des irrégularités, chaque zone de mesure est couverte par deux radars situés sur deux sites distants. On détermine ainsi, en chaque point de leur champ de vue commun, deux composantes indépendantes du vecteur vitesse, dans le plan perpendiculaire au champ magnétique terrestre.

Dans l'hémisphère Nord, trois paires de radars sont actuellement opérationnelles, couvrant un secteur de longitudes allant du Canada central à la Scandinavie (**Figure n°2**). La France participe à ce réseau en étant responsable du radar de Stokkseyri situé en Islande. A terme, le réseau sera étendu vers l'ouest par une quatrième paire entre l'Alaska et la Colombie Britannique. Cet

ensemble couvrira alors plus de 14 heures de temps magnétique local (TML). Dans l'hémisphère Sud, plusieurs radars sont opérationnels sur les bases antarctiques de Halley Bay, Sanae et Syowa. Deux radars sont également en construction, l'un en Tasmanie, l'autre à Kerguelen. Ce second radar français, construit en coopération avec l'Italie et avec le concours de la Suède et de la Finlande complètera le dispositif à partir de l'été austral 1999-2000.

A partir de la fonction d'auto-corrélation du signal rétrodiffusé, on peut déduire les principales caractéristiques (puissance, vitesse Doppler de la cible, largeur spectrale) des échos. Le réseau SuperDARN donne donc accès à la cartographie de la vitesse d'écoulement du plasma sur une vaste zone géographique, avec une résolution temporelle pouvant atteindre la minute et une résolution spatiale comprise entre 50 et 100 km. A partir de ces données, une large palette d'objectifs scientifiques peuvent être abordés.

3. MICROPHYSIQUE ET PHYSIQUE DE LA MESURE

La réponse de l'instrument dans certaines situations géophysiques, souvent parmi les plus intéressantes, ne correspond pas au modèle standard. Ceci concerne aussi bien les radars incohérents que les radars cohérents. Un nombre importants de travaux ont du être effectués pour comprendre ces réponses "anormales", travaux qui ont ensuite permis d'aborder des phénomènes physiques, en dehors du champ d'application initial des radars.

3.1. Échos cohérents superposés à la diffusion incohérente

Sans entrer dans des études détaillées de physique de la mesure, il est intéressant de remarquer que les spectres de diffusion incohérente peuvent être contaminés par des échos de diffusion cohérents. Deux types de phénomènes ont été étudiés, correspondant à des signatures spectrales très différentes : (i) des événements brefs et sporadiques caractérisés par des vitesses importantes, pouvant atteindre 2 km/s, associés à la présence d'ondes d'Alfvén stationnaires sur les lignes de champ magnétosphériques. (ii) l'existence d'une turbulence d'ondes acoustiques ioniques rendues instables par des courants parallèles intenses. Cette turbulence engendre un rehaussement considérable (entre 1 et 2 ordres de grandeur) d'une des deux raies acoustiques ioniques du spectre. Dans chaque cas, on a pu interpréter les spectres correspondants et obtenir les paramètres du plasma durant ces événements.

Le modèle interprétatif standard s'appuie sur des fonctions de distribution des vitesses maxwelliennes. En période perturbée, des écarts importants par rapport à ce modèle d'équilibre maxwellien peuvent être la source d'erreurs sur les paramètres macroscopiques déduits du spectre. La comparaison entre différents modèles non-maxwelliens (polynomial, numérique) a conclu à la nécessité de recourir à un modèle non-maxwellien pour

des champs électriques supérieurs à 40 mV/m. (Gaimard, 1996, Gaimard et al., 1998). Poursuivant dans cette direction, Hubert et al. (1996) ont montré qu'il est possible de s'affranchir de tout modèle a priori dans le cas d'un plasma ne comprenant qu'un seul type d'ion (NO^+ ou O^+).

3.2. La raie de plasma

Les observations récentes de courants alignés très intenses ont donné aux mesures de raies de plasma une nouvelle actualité. Des expériences menées en 1992 ont montré que pour obtenir une bonne précision dans la mesure des courants, il est important d'inclure dans l'équation de dispersion des électrons les effets non maxwelliens (flux de chaleur). Des expériences se poursuivent, en coopération avec l'Université de Tromsø, avec les nouveaux programmes d'observations sur EISCAT utilisant une technique de codage permettant une excellente résolution spatiale (Guio et al., 1996, 1998).

3.3. Le problème de la composition ionique

L'interprétation des spectres de diffusion incohérente nécessite la connaissance de la composition ionique. Dans la tranche d'altitudes (la région F1) où s'effectue la transition entre les ions moléculaires (NO^+) et atomiques (O^+), la détermination des paramètres ionosphériques est entachée d'incertitude (Alcayde et al., 1996). Une technique basée sur l'analyse globale d'un profil vertical de mesures et non sur l'analyse des spectres individuels a été développée (Cabrit et Kofman, 1996). Appliquée aux mesures EISCAT (Litvine et al. 1998), elle a permis une étude statistique de l'altitude et de la largeur de la transition entre les ions moléculaires et atomiques.

3.4. Les échos multiples

Le spectre du signal reçu par les radars cohérents est lui aussi souvent plus complexe qu'une raie unique dont le décalage en fréquence traduit le mouvement des diffuseurs. De nombreux spectres comportent plusieurs raies, qui traduisent soit la présence simultanée d'une diffusion parasite par le sol, soit l'inhomogénéité de la convection dans la cellule de diffusion. L'utilisation de techniques d'analyse "haute résolution" (Barthes et al., 1998) a permis de résoudre ces spectres qui échappent à l'analyse standard. Profitant de la possibilité de résoudre plusieurs vitesses de convection dans une même cellule, André et al., (1998) ont développé une technique permettant d'améliorer fortement la résolution spatiale des cartes vectorielles de convection.

3.5. La diffusion collective

A partir de la forme de la décroissance, gaussienne ou exponentielle, de l'amplitude de la fonction d'auto-corrélation du signal HF diffusé, il est possible d'obtenir des informations sur les caractéristiques de la turbulence, à savoir le coefficient de diffusion turbulente, ainsi que le

temps de corrélation. Les valeurs expérimentales du coefficient de diffusion (Villain et al., 1996) sont nettement supérieures (de 2 ordres de grandeur) aux valeurs attendues d'après la théorie classique, sans qu'aucune interprétation, en termes de fréquence de collisions anormale, n'ait pu en être donnée.

3.6. Le problème de la localisation des échos des radars HF

La localisation géographique des cellules de rétrodiffusion s'effectue à partir du temps de propagation de l'impulsion radar et de la direction du faisceau. Or, nous avons vu qu'une réfraction notable de l'onde HF est nécessaire pour observer des échos de rétrodiffusion. S'ajoutant au fait que l'altitude à laquelle se produit la diffusion est inconnue, ceci crée une incertitude quant à la localisation précise des mesures. Des études par tracés de rayons, couplées à des mesures effectuées à plusieurs fréquences (André et al., 1997) ont permis d'évaluer la précision de la localisation. Celle-ci est en moyenne de l'ordre de 20 km, une précision suffisante pour le mode de fonctionnement standard du radar pour lequel la "largeur" d'une porte est de 45 km.

4. CONTRÔLE DE L'ÉLECTRODYNAMIQUE MAGNÉTOSPHERIQUE PAR LE MILIEU INTERPLANÉTAIRE

Si la magnétopause était un obstacle parfaitement étanche au vent solaire, la théorie des milieux parfaitement conducteurs (la MHD ou magnéto-hydrodynamique) nous enseigne que la magnétopause devrait être une surface équipotentielle et donc que l'intérieur de la magnétosphère serait totalement découplé du milieu interplanétaire. Dès le début des années 60, il était évident que tel n'était pas le cas et que la circulation du plasma dans la magnétosphère est contrôlée par l'écoulement du vent solaire autour de la magnétosphère. Ce contrôle s'effectue par l'intermédiaire de deux mécanismes physiques pouvant opérer simultanément, l'un étant l'interaction visqueuse entre le vent solaire et la magnétosphère, et l'autre étant la reconnexion entre les champs magnétiques terrestre (CMT) et interplanétaire (CMI). A ces mécanismes sont associés des transferts de matière, impulsion et énergie à travers la magnétopause. Sur le plan topologique, la reconnexion, qui se produit entre deux champs antiparallèles, crée des lignes de champ reliant l'intérieur de la magnétosphère au milieu interplanétaire, permettant ainsi le transfert de matière le long du tube de flux reconnecté. Sur le plan électrodynamique, la distribution de potentiel imposée par l'écoulement du vent solaire est responsable de la circulation du plasma et des courants à l'intérieur de la magnétosphère. En effet, en MHD, un champ électrique entraîne une convection d'ensemble du plasma (électrons et ions) avec une vitesse $\mathbf{V} = \mathbf{E} \times \mathbf{B} / B^2$. Les lignes de champ étant, au moins à grande échelle, équipotentielles à cause de la

SuperDARN Instantaneous Velocity Map 16 September 1994

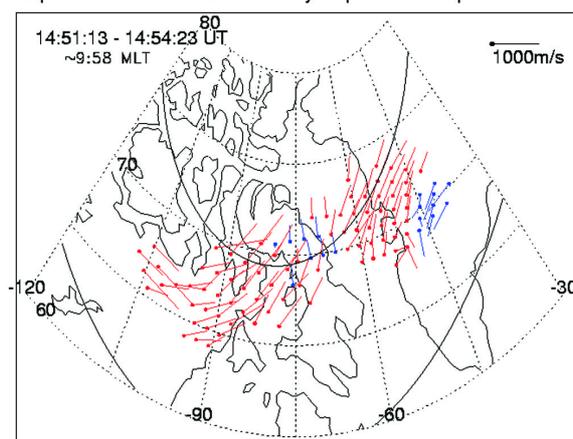


Fig. n° 3 : Carte vectorielle de convection dans le secteur jour déterminée par les radars SuperDARN. On distingue clairement l'entrée du plasma dans la calotte polaire au niveau du cornet polaire.

forte conductivité du plasma de la magnétosphère, la convection se "projette" dans l'ionosphère, la convergence des lignes de champ créant de plus un effet de loupe.

La fermeture des courants s'écoulant le long des lignes de champ s'effectue dans la partie basse de l'ionosphère, la région "dynamo", où, à cause du fait que seuls les électrons sont magnétisés, une conductivité horizontale notable existe. L'ionosphère n'est cependant un élément purement passif du circuit, sa conductivité étant elle-même fortement dépendante des processus magnétosphériques.

4.1. La structure de grande échelle

Lorsque le champ magnétique interplanétaire est dirigé vers le Sud (B_z négatif), le processus de reconnexion magnétique domine et la circulation du plasma dans la magnétosphère et dans l'ionosphère tend à s'organiser en deux vortex de taille planétaire : les lignes de force du champ terrestre reconnectées à l'avant de la magnétosphère sont entraînées par l'écoulement du vent solaire vers la queue, induisant au niveau ionosphérique, dans la calotte polaire (définie comme la région de lignes de champ ouvertes) une circulation anti-solaire (**Figure n°3**) ; un double flux de retour s'établit à plus basse latitude, dans la région des lignes de champ fermées, l'un du côté matin dirigé vers l'est, l'autre du côté soir dirigé vers l'ouest. Cet écoulement correspond à une différence de potentiel entre les côtés matin et soir de la calotte polaire typiquement de l'ordre de 50 à 80 kV. La composante B_y (matin-soir) du CMI joue également un rôle, en modulant la forme et l'importance relative des deux cellules. Dans l'hémisphère nord, la convection s'intensifie du côté soir (matin) quand la composante B_y du CMI est négative (positive), et inversement dans l'hémisphère sud.

Cette vision simple situe à une même latitude les deux frontières que sont le renversement de la convection

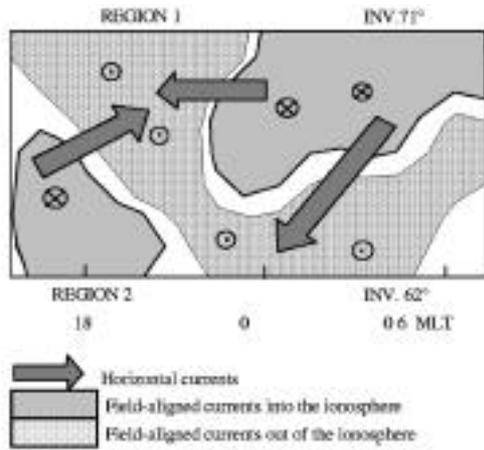


Fig. n° 4 : Schéma du système de courants dans le secteur nuit déduit des mesures EISCAT. On remarque que les courants horizontaux qui circulent entre les régions 1 des secteurs matin et soir n'ont pas d'équivalent entre les régions 2 situées à plus basse latitude (Peymirat et Fontaine 1996).

(CRB) et la frontière entre les lignes de champ ouvertes et fermées (OCB). Des études de cas en cours, effectuées à l'aide des radars SuperDARN (détermination de la CRB) associées à des mesures de particules énergiques à bord de satellites magnétosphériques (détermination de l'OCB) tendent à situer la CRB à plus haute latitude que l'OCB, au moins dans le secteur jour autour de midi tandis que la situation s'inverse dans le secteur après-midi. Un champ de recherches connexe concerne la relation de conjugaison entre les observation ionosphériques par radars et les différentes régions de la magnétosphère.

Les mesures effectuées par le radar EISCAT constituent une base suffisante pour étudier de manière statistique l'électrodynamique à grande échelle de la zone aurorale. Prolongeant des travaux antérieurs portant sur la modélisation de la convection et de la conductivité ionosphérique, Peymirat et Fontaine, (1996) ont étendu l'étude à la modélisation des systèmes de courant. Les courants horizontaux dans la région dynamo (la partie de l'ionosphère en dessous de 150 km d'altitude où la conductivité horizontale est importante), sont obtenus à partir des modèles de champ électrique et de conductivité précédents, tandis que les courants parallèles, circulant le long des lignes de champ magnétique entre la magnétosphère et l'ionosphère sont donnés par la divergence des courants horizontaux. Les résultats mettent en évidence des comportements bien connus comme l'intensification du système de courants et son mouvement vers les basses latitudes lorsque l'activité magnétique s'accroît. Ils ont surtout permis de préciser la relation de continuité entre les systèmes de courants horizontaux et parallèles dans le secteur nuit. La **Figure n°4** montre schématiquement comment les doubles systèmes de courants parallèles, dits de région 1 (à haute latitude) et de région 2 (à plus basse latitude), et dont le sens s'inverse de part et d'autre de minuit, se connectent entre eux : au

courant horizontal (Pedersen) connectant régions 1 et 2 dans chaque secteur de temps local, s'ajoute un courant horizontal connectant entre elles les nappes de région 1 à plus haute latitude, c'est-à-dire le courant descendant du secteur matin au courant montant du secteur soir.

Lorsque le champ magnétique interplanétaire est dirigé vers le Nord (B_z positif), le taux de reconnexion magnétique diminue ou disparaît au profit de l'interaction visqueuse. La dimension de la calotte polaire est alors réduite, ainsi que la différence de potentiel matin-soir. La convection est alors plus complexe. Le nombre et la structure des cellules de circulation ne sont pas clairement établis et font encore l'objet de nombreux débats. Des observations des radars SuperDARN (Greenwald et al., 1995b) ont mis en évidence une convection solaire dans la calotte polaire, en accord avec les modèles théoriques qui prévoient la reconnexion du côté jour, mais le long de lignes de champ des lobes de la queue de la magnétosphère.

4.2. Les structures de petite et moyenne échelle

Se superposant à la structure à grande échelle de la convection, des sursauts brefs et localisés de convection ont été mis en évidence par les radars SuperDARN (**Figure n°5**). D'une manière générale, ils sont considérés comme traduisant la réponse de la convection aux variations des paramètres du milieu interplanétaire. Plusieurs explications de ces sursauts sont avancées : (1) la reconnexion sporadique et/ou localisée de tubes de flux au niveau de la magnétopause responsable des événements de transfert de flux (FTE) observés également à bord de satellites par leur signature magnétique ou particulaire ; (2) des déformations de la magnétopause en réponse à des variations de la pression du vent solaire entraînant des vortex multiples se déplaçant le long de la frontière entre lignes de champ ouvertes et fermées.

5. STRUCTURE ET DYNAMIQUE IONOSPHERIQUES

5.1. Effets ionosphériques du couplage ionosphère-magnétosphère

Dans l'ionosphère de haute latitude, les échanges ionosphère-magnétosphère, comme les précipitations d'électrons, la présence de courants parallèles se refermant dans la région dynamo ou le chauffage direct de la basse ionosphère par effet Joule dans cette même région dynamo, ont une influence majeure sur la structure de l'ionosphère.

Si l'effet des précipitations d'électrons est maintenant relativement bien modélisé, il n'en est pas de même pour les protons. Après un travail de modélisation des précipitations de protons, (Galand et al., 1997), l'importance relative des précipitations d'électrons et de protons (Lilensten et Galand, 1998) a été évaluée : à partir d'une comparaison avec les mesures Eiscat, on a pu montrer que

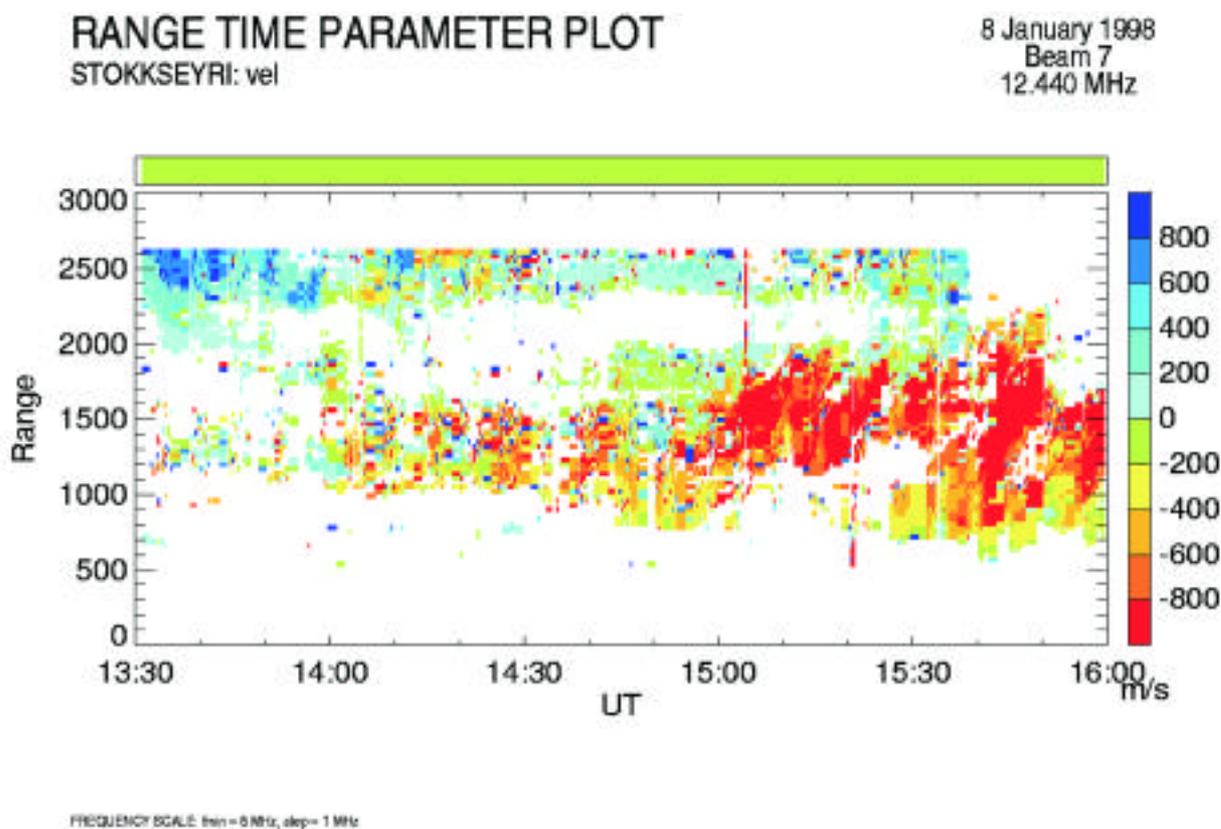


Fig. n° 5 : Sursauts de convection observés par le radar SuperDARN dans le secteur après-midi. Ces sursauts sont attribués à des événements de reconnexion sporadiques sur la face avant de la magnétosphère.

les protons peuvent représenter la contribution majeure à l'ionisation en dessous de 145 km d'altitude.

5.2. Modélisation de la structure de l'ionosphère aurorale et polaire

Le développement de modèles numériques réalistes de la distribution verticale du plasma ionosphérique passe par un certain nombre d'ingrédients, parmi lesquels un modèle d'atmosphère neutre et la prise en compte des différents processus chimiques et collisionnels entre les espèces neutres et ionisées. Un modèle numérique dépendant du temps, appelé TRANSCAR, a été développé (Diloy et al., 1996). Il s'agit d'un modèle fluide, basé sur les 8 moments de la fonction de distribution des vitesses (plasma isotrope), applicable entre 300 et 3000 km d'altitude. Il comporte une partie cinétique pour prendre en compte la population d'électrons suprathermiques (photoélectrons et électrons précipités). Plusieurs comparaisons avec des mesures effectuées par le radar EISCAT ont permis de valider ce modèle et de montrer ses capacités et ses limites. En période calme, Robineau et al. (1996) ont montré le bon accord, tant en ce qui concerne la structure thermique que la distribution des ions O⁺ dans l'ionosphère supérieure. Dans des situations plus dynamiques, caractérisées par un échappement des ions O⁺, le modèle s'est également révélé capable de reproduire les observations (Blelly et al., 1996).

On a alors pu utiliser ce modèle pour prédire les conductivités ionosphériques intégrées en présence à la fois de l'éclairement solaire et de précipitations électroniques. La comparaison avec les données expérimentales s'est avérée satisfaisante, malgré quelques écarts, d'ailleurs imputables non au modèle, mais à la technique de dérivation des conductivités à partir des mesures. Les applications du modèle TRANSCAR sont variées : (1) Couplé à une description spatio-temporelle de la convection, il peut suivre l'évolution du contenu d'un tube de flux au cours de son transport convectif au travers de la zone aurorale et de la calotte polaire. Des études communes EISCAT-SuperDARN dans ce sens sont en cours (**Figure n°6**). Ces simulations sont également applicables à l'étude du transport des bulles de plasma à travers la calotte polaire. (2) En présence de processus d'accélération parallèle et de précipitations électroniques associées, des courants parallèles localisés très intenses peuvent se développer, susceptibles par leur instabilité de chauffer fortement le plasma. Le couplage du modèle TRANSCAR avec l'électrodynamique responsable de ce chauffage permettra d'en donner une description cohérente.

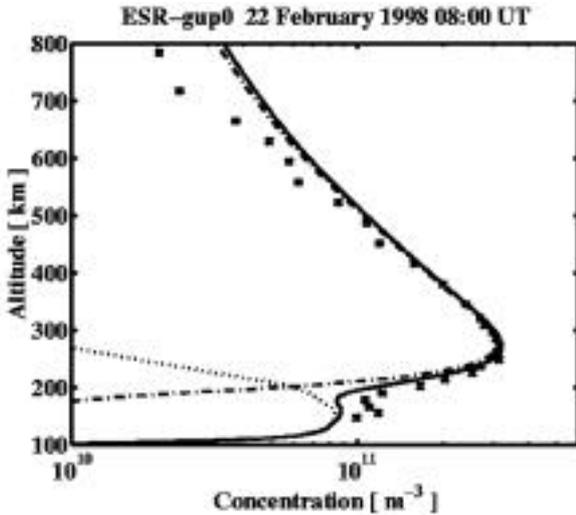


Fig. n° 6 : Comparaison entre le profil vertical de densité électronique mesuré par le radar ESR (croix) et le modèle TRANS-CAR (Expérience coordonnée française du 22 février 1998). Les profils de concentration en ions atomiques O⁺ (trait-point) et moléculaires (pointillés) sont également représentés.

6. DYNAMIQUE DE LA THERMOSPHERE

A cause des collisions ions-neutres qui assurent un fort couplage entre les composantes neutre et ionisée de l'atmosphère, la diffusion incohérente s'avère être un outil puissant d'étude de la dynamique de la thermosphère.

Une méthode d'obtention des vents neutres en région E a été développée, qui ne fait appel à aucun modèle a priori d'atmosphère mais utilise la mesure des fréquences de collisions déduites des mesures effectuées par EISCAT. L'application de cette méthode à plusieurs campagnes de mesure a permis de décrire les marées atmosphériques en période calme et agitée, et d'obtenir une mesure des vents verticaux. Pendant les périodes actives, nous avons observé des vents verticaux avec des amplitudes (10 - 20 m/s) jamais observées auparavant. Ces observations qui n'ont pas actuellement reçu d'explication théorique ont été cependant confirmées par d'autres techniques de mesure.

Le modèle moyen de vent neutre horizontal en région F obtenu à partir de l'interféromètre MICADO situé au sol au voisinage d'EISCAT, a été comparé avec le vent méridien déduit des mesures EISCAT pendant des campagnes communes. L'accord obtenu après lissage des données radar sur 2 heures est excellent et bien meilleur que lorsque la comparaison est faite avec un modèle empirique moyen (Lilensten et al. 1995). A partir de ce résultat, un modèle de vent neutre (Figure n° 7) basé sur 1 cycle solaire complet d'observations a été mis au point (Witasse et al., 1998). Ce modèle reflète le fait que les vents neutres sont produits par les gradients de pression dus au chauffage solaire et au chauffage auroral.

Les mesures des vents neutres effectuées dans la région E par EISCAT ont été comparées avec celles pro-

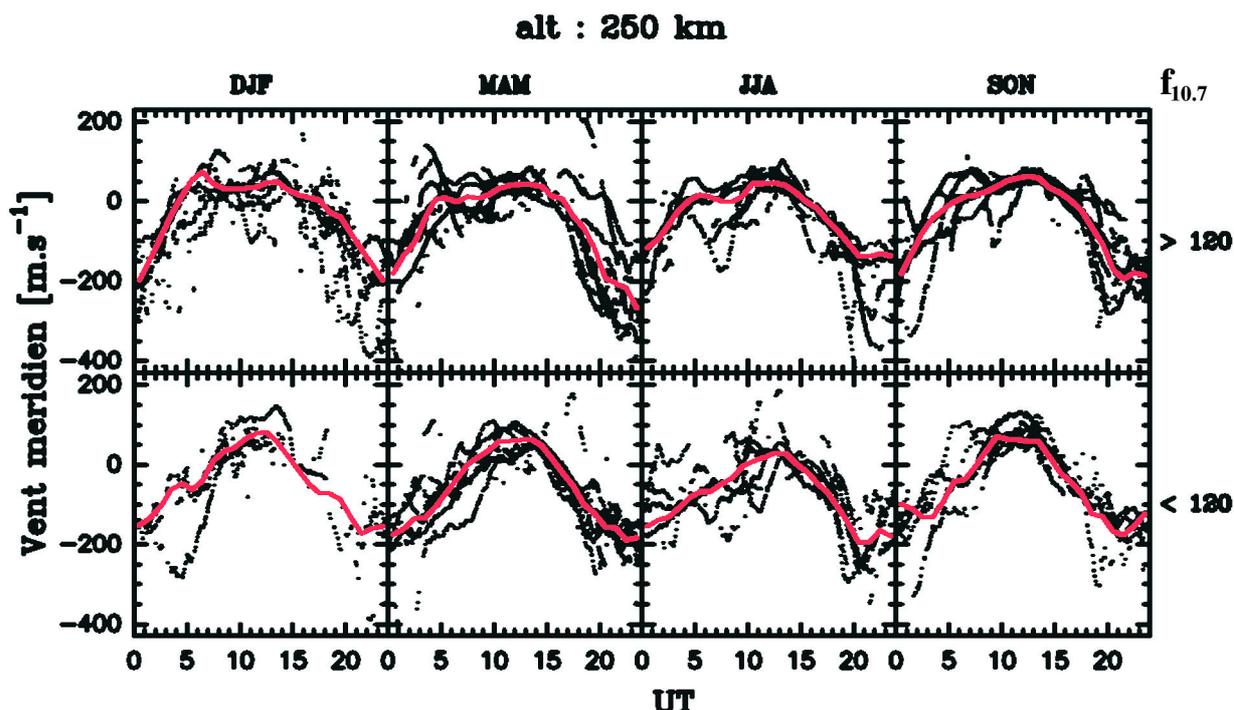
venant de l'interféromètre WINDII embarqué à bord de la mission UARS, obtenues à partir de la raie verte de l'oxygène atomique. Ces comparaisons effectuées lors de campagnes coordonnées, et montrant une différence moyenne entre les deux mesures inférieure à 4 m/s, ont permis la validation de la mesure satellite. Ce résultat est particulièrement important, car c'est à partir de la raie verte thermosphérique qu'est obtenue la calibration de vent zéro pour la raie rouge de WINDII, en utilisant des mesures alternées raie verte, raie rouge (Gault et al., 1999 ; Lathuillere, 1995 ; Thuillier et al., 1995).

7. MODÉLISATION DE LA DYNAMIQUE COUPLÉE DU SYSTÈME MAGNETOSPHERE IONOSPHERE THERMOSPHERE

Un effort de modélisation à grande échelle du système global magnétosphère-ionosphère-thermosphère a été entrepris depuis plusieurs années. Dans un premier temps, on a modélisé numériquement la circulation du plasma magnétosphérique terrestre incluant son couplage avec l'ionosphère. Celle-ci est représentée par une couche mince conductrice, sphérique. Les distributions des champs électriques ionosphérique et magnétosphérique et les couplages sont calculés de manière autocohérente. Ce premier modèle a démontré l'importance des courants alignés et des précipitations dans le contrôle de la circulation du plasma, et a donné des résultats en bon accord avec les observations en période magnétiquement calme, notamment avec la distribution des courants alignés observés par le radar Eiscat (Fontaine et Peymirat, 1996, 1997). Cependant, les courants prédits par le modèle sont déplacés vers le pôle magnétique par rapport aux observations, déplacement probablement dû au champ magnétique dipolaire utilisé.

Le modèle a ensuite été associé à un modèle fluide tridimensionnel décrivant la circulation générale dans la thermosphère couplée à l'ionosphère, développé aux USA. Ce regroupement a permis de construire le premier modèle autocohérent de la dynamique à grande échelle de la magnétosphère, de l'ionosphère et de la thermosphère. En période magnétiquement calme et au maximum du cycle solaire, le modèle montre que la dynamo atmosphérique, c'est-à-dire l'entraînement des ions par les neutres de l'atmosphère, et les courants électriques qui en résultent, modifient d'environ 10 % le champ électrique ionosphérique, et que la magnétosphère se comporte comme un générateur de courant peu sensible à cette dynamo atmosphérique (Peymirat et al., 1998). Des effets plus importants sont attendus lors de périodes agitées.

Les travaux en cours visent d'une part à évaluer l'importance relative des divers couplages entre la magnétosphère, l'ionosphère et la thermosphère dans des conditions variées, et d'autre part à améliorer le modèle afin de rendre ses prévisions plus réalistes. En incluant dans



VOIR CALHIER COUILLIER

Fig. n° 7 : Vent méridien moyen à 250 km d'altitude déduit des mesures EISCAT effectuées en périodes magnétiquement calmes. Les mesures sont organisées en fonction de l'heure TU pour différentes saisons et 2 classes de flux solaire (Witasse et al., 1998).

le modèle ci-dessus la modification du champ électrique induite par les mouvements des neutres de la calotte polaire, il a été montré que ceux-ci ont une influence sur le mouvement du plasma magnétosphérique. La modélisation de ces effets nécessite la connaissance du champ électrique de la calotte polaire, champ que le modèle ne peut calculer. Il a donc fallu au préalable construire une carte du champ électrique ionosphérique polaire à partir des observations du radar Eiscat et de données satellitaires (Peymirat et Fontaine, 1997). Une application a été faite à l'étude de la transition d'une période agitée vers une période calme : en période agitée, le champ électrique engendre des mouvements importants dans la thermosphère sous l'effet des collisions ions-neutres. En fin de période agitée, les observations montrent que le champ électrique ne diminue pas comme on s'y attendrait. Cette persistance est due à la plus grande inertie de la thermosphère qui par effet dynamo maintient le système de courants ionosphériques. Le modèle montre que la dynamo atmosphérique a un effet considérable sur le champ électrique aux plus basses latitudes et qu'elle est susceptible d'expliquer la persistance des perturbations du champ électrique après une période magnétiquement agitée.

Le modèle dipolaire de champ magnétique utilisé est insuffisamment réaliste en période magnétiquement agitée où apparaissent de forts courants électriques susceptibles de modifier notablement le champ. Un formalisme permettant d'inclure dans le code un modèle de champ non dipolaire a été construit (Peymirat and Fontaine, 1998).

CONCLUSION

La communauté des physiciens spatiaux est engagée dans une étude approfondie du système magnétosphérique terrestre. Cette démarche est motivée par la nécessité de mieux connaître, et à terme de prévoir, un milieu dans lequel s'exercent des activités humaines de plus en plus nombreuses. Elle est également motivée par le fait que le système terrestre, facilement accessible à des diagnostics multiples et complémentaires, est représentatif de situations physiques rencontrées autour d'autres objets astrophysiques, planétaires ou stellaires.

Dans cette démarche expérimentale, les radars au sol possèdent une place particulière. En observant des zones entières de l'ionosphère aurorale et polaire, ils apportent un diagnostic sur l'ensemble de la magnétosphère externe et sur son comportement dynamique en réponse aux sollicitations provenant du milieu interplanétaire. Ils se révèlent également aptes à étudier le transfert vers les basses altitudes et finalement vers l'atmosphère, des flux d'énergie associés.

S'ajoutant à leur aptitude à discerner entre variations spatiales et variations temporelles, ces caractéristiques rendent les radars au sol très complémentaires des moyens satellitaires d'observation in-situ. La mise en œuvre de coordinations "sol espace" est devenue une réalité depuis les lancements ces dernières années des satellites magnétosphériques de la série "Interball" dans lesquels la communauté spatiale française est fortement impliquée. Ces mesures sont effectuées pendant des intervalles de temps communs, avec des objectifs scien-

tifiques précis, et des modes de fonctionnement adaptés pour chaque instrument. Dans le futur proche, ces campagnes seront poursuivies autour du programme "Cluster" dont l'objectif est justement l'étude, à partir d'une mission à quatre satellites coordonnés, des processus de transfert au niveau des frontières magnétosphériques, et en particulier la magnétopause.

REMERCIEMENTS

Les radars EISCAT-ESR sont financés en commun par les agences nationales de recherche d'Allemagne (MPG), de Finlande (SA), de France (CNRS), de Norvège (NFR) et du Royaume Uni (PPARC). La participation française au réseau multinational SuperDARN est financée par le CNRS/INSU et l'IFRTP. L'auteur remercie les chercheurs impliqués dans les programmes EISCAT/ESR et SuperDARN pour leur aide dans la préparation de ce rapport.

RÉFÉRENCES

- Alcaydé, D., J. Fontanari, P.-L. Blelly et C. Lathuillère, On the influence of ion composition in the F1-region on incoherent scatter spectra, *Annales Geophysicae* 14, 1526-1529, 1996.
- André, R., C. Hanuise, J.-P. Villain et J.-C. Cerisier, HF radars: Multi-frequency study of refraction effects and localization of scattering, *Radio Science*, 32, 153-168, 1997.
- André, R., J.-P. Villain, C. Senior, L. Barthes, C. Hanuise, J.-C. Cerisier et A. Thorolfsson, Towards resolving small-scale structures in ionospheric convection from SuperDARN, *Radio, Sci.*, 1999.
- Barthes, L., R. André, J.-C. Cerisier et J.-P. Villain, Separation of multiple echoes using a high resolution spectral analysis in SuperDARN HF radars, *Radio Sci.*, 33, 1003-1017, 1998.
- Blelly, P.-L., J. Liliensten, A. Robineau, J. Fontanari et D. Alcaydé, Calibration of a numerical ionospheric model with EISCAT observations, *Annales Geophysicae* 14, 1375-1390, 1996.
- Blelly, P.-L., A. Robineau et D. Alcaydé, Numerical modelling of intermittent ion outflow events above EISCAT, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 58, 273-285, 1996.
- Blelly, P.-L., A. Robineau, J. Liliensten et D. Lummerzheim, 8-moment fluid models of the terrestrial high latitude ionosphere between 100 and 3 000 km, in *Solar Terrestrial Energy Program (STEP): Handbook of Ionospheric Models*, R.W. Schunk, ed., 53-72, 1996.
- Bristow, W.A., D.G. Sibeck, C. Jacquey, R.A. Greenwald, G.J. Sofko, T. Mukai, T. Yamamoto, S. Kokobun, T.J. Hughes, W.J. Hughes et M.J. Engebretson, Observation of convection vortices in the afternoon sector using the SuperDARN HF radars, *J. Geophys. Res.*, 100, 19743-19756, 1995.
- Bristow, W.A., R.A. Greenwald et J.P. Villain, On the seasonal dependence of medium-scale atmospheric gravity waves in the upper atmosphere at high latitudes, *J. Geophys. Res.*, 101, 15685-15699, 1996.
- Cabrit, B. et W. Kofman, Ionospheric composition measurement by EISCAT using a global fit procedure, *Annales Geophysicae* 14, 1496-1505, 1996.
- Cabrit B., H.J. Opgenoorth et W. Kofman, Comparison between EISCAT UHF and VHF backscattering cross-section, *J. Geophys. Res.*, 101, 2369-2376, 1996.
- Chang, S.W., J.D. Scudder, J.B. Sigwarth, ..., J.P. Villain, ..., A comparison of a model for the theta aurora with observations from Polar, Wind and SuperDARN, *J. Geophys. Res.*, 103, 17367-17390, 1998.
- Diloy, P.Y., J. Fontanari, D. Alcaydé, U.P. Løvhaug et A.P. van Eyken, Is EISCAT able to determine the H⁺ temperature and velocity? Numerical simulations, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 58, 287-295, 1996.
- Diloy, P.Y., A. Robineau, J. Liliensten, P.L. Blelly et J. Fontanari, A numerical model of ionosphere including the E-region above EISCAT, *Annales Geophysicae*, 14, 191-200, 1996.
- Fontaine D. et F. Forme, Ionospheric small-scale structures and turbulence inferred from EISCAT observations: a review, *J. Geomag. Geoelectr.*, 47, 869-878, 1995.
- Fontaine, D. et C. Peymirat, Large-scale distributions of ionospheric horizontal and field-aligned currents inferred from Eiscat, *Ann. Geophysicae*, 14, 1284-1296, 1996.
- Fontaine, D. et C. Peymirat, The large-scale current system and the ionosphere- magnetosphere coupling, *Adv. Space Res.*, 20, 459-467, 1997.
- Forme, F., D. Fontaine et J.E. Wahlund, Two different types of enhanced ion acoustic fluctuations observed in the upper atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 100, 14625-14636, 1995.
- Forme, F., D. Fontaine et M.A.L. Persson, Large perpendicular velocity fluctuations observed in the topside ionosphere, *J. Geophys. Res.*, 103, 4001, 1998.
- Forme, F. et D. Fontaine, Enhanced ion acoustic fluctuations and ion outflows, *Annales Geophysicae*, accepté, 1998.
- Gaimard, P., Fonctions de distribution de vitesses non-Maxwelliennes dans le plasma ionosphérique et application à la mesure par diffusion incohérente, Thèse, Université Joseph Fourier, Grenoble, 1996.
- Gaimard P., C. Lathuillere et D. Hubert, Non Maxwellian studies in the auroral F region: a new analysis of incoherent scatter spectra. *J Atmos. Terr. Phys.*, 58, 415-433, 1996.
- Gaimard, P., J-P St.-Maurice, C. Lathuillère et D. Hubert, On the improvement of analytical calculations of auroral ion velocity distribution using recent Monte Carlo results, *J. Geophys. Res.*, 103, 4079-4095, 1998.
- Galand, M., J. Liliensten, W. Kofman et R.B. Sidje, Proton transport model in the high latitude ionosphere. 1: multistream approach of the transport equation, *J. Geophys. Res.*, 102, 22261-22272, 1997.
- Galand, M., J. Liliensten, W. Kofman et D. Lummerzheim, Proton transport model in the ionosphere. 2: Influence of angular redistribution on proton beam, *Annales Geophysicae*, accepté, Nov. 1998.

- Gault, W.A., G. Thuillier, G.G. Shepherd, ... C. Lathuillere ..., Validation of O(1S) wind measurements by WINDII: the Wind Imaging Interferometer on UARS. *J. Geophys. Res.*, 101, 10405-10430, 1996.
- Greenwald, R.A., K.B. Baker, J.R. Dudeney, M. Pinnock, T.B. Jones, E.C. Thomas, J.-P. Villain, J.-C. Cerisier, C. Senior, C. Haniuise, R. D. Hunsucker, C. Sofko, J. Koehler, E. Nielsen, R. Pellinen, A.D.M. Walker, N. Sato et T. Yamagishi, DARN/SuperDARN: A global view of the dynamics of high latitude convection, *Space Sci. Rev.*, 71, 761-796, 1995a.
- Greenwald, R.A., W.A. Bristow, G. J. Sofko, C. Senior, J.-C. Cerisier, A. Szabo, SuperDARN radar imaging of dayside high-latitude convection under northward IMF: Toward resolving the distorted two-cell versus multi-cell controversy, *J. Geophys. Res.*, 100, 19661-19674, 1995b.
- Greenwald, R.A., J. M. Ruohoniemi, W.A. Bristow, G. J. Sofko, J.-P. Villain, A. Huuskonen, S. Kokobun et L. A. Franck, Mesoscale dayside convection vortices and their relation to sub-storm phase, *J. Geophys. Res.*, 101, 21697-21713, 1996.
- Greenwald, R.A., J. M. Ruohoniemi, K.B. Baker, W.A. Bristow, G. J. Sofko et J.-P. Villain, Convective response to a transient increase in dayside reconnection, soumis à *J. Geophys. Res.*, Février 1998.
- Guio, P., N. Bjørnå et W. Kofman, Alternating-code experiment for plasma-line studies, *Annales Geophysicae* 14, 1473-1479, 1996.
- Guio P., J. Liliensten, W. Kofman et N. Bjørnå, Electron velocity distribution function in a plasma with temperature gradient and in the presence of suprathermal electrons: application to incoherent scatter plasma lines, *Annales Geophysicae*, 16, 1226-1240, 1998.
- Hubert, D., F. Leblanc et P. Gaimard, Current state-of-the-art for the measurement of non-Maxwellian plasma parameters with the EISCAT UHF facility, *Annales Geophysicae* 14, 1506-1512, 1996.
- Hubert, D. et F. Leblanc, The auroral O⁺ non-Maxwellian velocity distribution function revisited, *Annales Geophysicae*, 15, 249-254, 1997.
- Kofman, W., C. Lathuillere et B. Pibaret, Neutral dynamics of the high latitude E region from EISCAT measurements: a new approach. *J. Atmos. Terr. Phys.*, 58, 337-348, 1996.
- Kofman, W. et J.-P. Saint-Maurice, Non thermal ionospheric plasma studies using incoherent scatter technique. *J. Atmos. Terr. Phys.*, 58, 965-978, 1996.
- Lathuillere, C., D. Fontaine, P. Gaimard et D. Hubert, Analysis of F-region incoherent scatter spectra during periods of high electric fields, *J. Geomag. Geoelectr.*, 47, 861-868, 1995.
- Lathuillere, C., J. Liliensten, W. Gault et G. Thuillier, The meridional wind in the auroral thermosphere: results from EISCAT and WINDII-O1D coordinated measurements, *J. Geophys. Res.*, 102, 4487-4492, 1997.

LE PROJET D'EXPLORATION MAGNETOSPHERIQUE INTERBALL

EXPLORATION OF THE EARTH'S MAGNETOSPHERE BY THE INTERBALL-1 AND 2 SPACECRAFTS

N. DUBOULOZ¹, S. PERRAUT², H. DE FERAUDY², F. LEFEUVRE³, J.-A. SAUVAUD⁴.

¹CETP/CNRS/UVSQ, 4 avenue de Neptune, 94107 Saint-Maur Cedex

²CETP/CNRS/UVSQ, 10-12 avenue de l'Europe, 78140 Vélizy

³LPCE/CNRS, 45071 Orléans Cedex 02

⁴CESR/CNRS, 9 avenue du Colonel Roche, BP 4346, 31029 Toulouse

ABSTRACT

The Interball project consists in two pairs of satellites orbiting in the Earth's magnetosphere. It was managed by the Russian space agency (RKA) in the frame of a wide international cooperation including a strong French participation. The Interball-1 pair was launched in August, 1996 into a highly elongated (800 km perigee, 190,000 km apogee altitude), 65° inclined orbit which crosses the equatorial parts of the Earth's magnetotail at distances of a few tens of Earth's radii, and is therefore suitable for magnetospheric substorm studies. Interball-2 was launched one year later into a 750 km perigee, 20,000 km apogee altitude orbit of almost same inclination, and is devoted to studies of the auroral and polar cap regions. The spacecraft payloads include in situ wave and particle measurements, as well as imaging experiments. This paper presents the major first results of several experiments which have been developed under the leadership, or at least with a strong participation, of French laboratories funded by the Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS), and the Centre National d'Etudes Spatiales (CNES).

1. INTRODUCTION

La magnétosphère constitue la partie externe de l'atmosphère terrestre. Sa frontière externe, la magnétopause, marque la limite de l'influence du champ magnétique interne de la Terre, et l'entrée dans le milieu interplanétaire où s'écoule le vent solaire. La magnétosphère est un plasma, c'est-à-dire un gaz composé non pas d'atomes ou de molécules neutres comme le sont les parties basses de l'atmosphère, mais de particules chargées électriquement, ions positifs et électrons négatifs. Cette propriété s'explique par la grande dilution du milieu magnétosphérique, qui diminue très fortement le taux de recombinaison des paires ions/électrons créées notamment sous l'action du rayonnement ultraviolet en provenance du Soleil. La magnétosphère apparaît comme une sorte de "laboratoire naturel" relativement facile d'accès. Grâce à son étude, on peut espérer identifier et comprendre les processus fondamentaux de la physique des plasmas, qui sont également à l'œuvre dans d'autres objets plus lointains de l'Univers, et donc d'observation moins aisée, comme les magnétosphères des autres planètes du Système Solaire, les atmosphères du Soleil et des autres étoiles, ou les nébuleuses de gaz ionisé dans les galaxies.

La structure de la magnétosphère est fortement influencée par son interaction avec le vent solaire. Comme le montre la **Figure 1**, les lignes de force du champ magnétique terrestre sont comprimées par la pression du vent solaire du côté du Soleil, mais fortement étirées dans la direction anti-solaire où elles forment la queue magnétosphérique. La structure du champ magnétique magnétosphérique n'est donc pas dipolaire, et ne résulte pas du seul champ magnétique interne de la Terre, mais aussi de l'existence de courants électriques qui circulent dans différentes régions, notamment à la surface de la magnétopause et dans la partie équatoriale de la queue magnétosphérique (feuille de plasma). Mais cette image statique est trompeuse. Les propriétés du vent solaire (densité, vitesse, température, champ magnétique) fluctuent en permanence en liaison avec les phénomènes actifs se produisant dans l'atmosphère du Soleil. Lorsque ces fluctuations sont trop brutales, par exemple lorsque les perturbations engendrées par une éruption solaire atteignent la Terre, la magnétosphère ne peut plus évoluer par simple passage par des états d'équilibre successifs. Cette rupture provoque souvent un sous-orage magnétosphérique, phénomène dans lequel la structure du champ magnétique de la queue magnétosphérique est brusquement modifiée, une partie des lignes de champ passant d'une configuration "étirée" à une configuration "dipolaire". Cette reconfiguration est associée à la formation du circuit auroral, qui vient en quelque sorte court-circuiter les courants du feuillet de plasma. Une partie de ces courants est déviée vers la Terre le long de lignes de champ magnétique, puis remonte vers la queue le long d'autres lignes de champ. La fermeture de ce circuit est assurée par des courants horizontaux s'écoulant à basse altitude dans l'ionosphère, qui peut être définie comme la région de transition partiellement ionisée existant entre l'atmosphère neutre et la magnétosphère totalement ionisée. L'évolution de la magnétosphère est donc gouvernée par un double couplage, avec l'ionosphère aussi bien qu'avec le vent solaire. Les courants verticaux à l'intérieur du circuit auroral sont assurés par le déplacement d'ions et d'électrons de haute énergie. Dans les régions de courant montant, les électrons précipitent vers les basses altitudes. Lorsqu'ils atteignent les couches denses de l'atmosphère, ils entrent en collision avec les atomes neutres et leur transfèrent ainsi leur énergie. Les atomes ainsi placés dans un état excité retournent à leur état fondamental en émettant de la lumière visible ou du rayonnement ultraviolet, provoquant le phénomène des aurores polaires. L'ensemble des processus associés aux sous-orages magnétosphériques

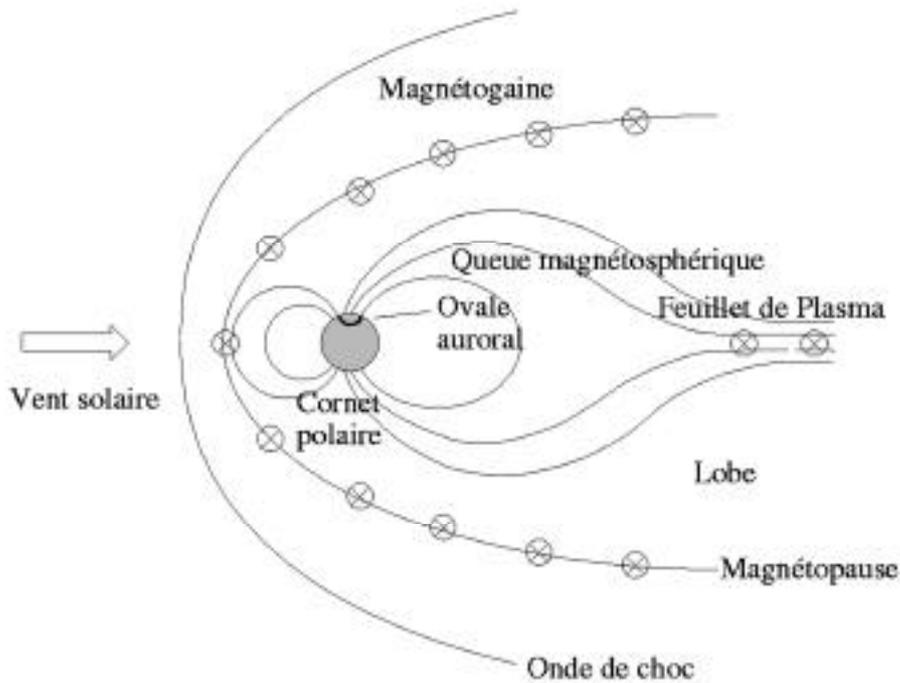


Fig. 1 : Coupe schématique de la magnétosphère terrestre dans le plan méridien midi-minuit. Les symboles \circ indiquent la présence de courants perpendiculaires au champ magnétique local à la surface de la magnétopause et dans la région du feuillet de plasma.

peut être décrit comme une dissipation d'énergie réalisée par la magnétosphère pour assurer son retour à un équilibre stable. Les aurores représentent l'aspect le plus spectaculaire de cette dissipation.

L'idée du projet Interball, née dans les années 1970, consiste à placer deux paires de satellites en orbite dans des régions clés pour mesurer et comprendre le couplage entre ionosphère, magnétosphère et vent solaire. La première paire de satellites Interball-1 (ou Interball Tail) a été lancée le 3 août 1995 depuis la base de Plesetsk, dans le nord de la Russie (Zelenyi et Sauvaud, 1997). Son orbite extrêmement excentrique (périgée et apogée initiaux à 800 et 190 000 km d'altitude, respectivement) est inclinée de 65° environ par rapport au plan de l'équateur terrestre. Sa période de révolution est d'un peu moins de 4 jours. Une telle orbite permet d'une part de traverser le feuillet de plasma à des distances de quelques dizaines de rayons terrestres, qui sont idéales pour l'étude des sous-orages, mais aussi d'atteindre les régions des lobes et de la magnétopause à plus haute latitude. La seconde paire de satellites Interball-2 (ou Interball Auroral) a été lancée un an plus tard, le 29 août 1996, toujours depuis le cosmodrome de Plesetsk (Zelenyi et Sauvaud, 1998). Son orbite possède également une forte inclinaison (62.5° environ), mais est moins allongée (périgée et apogée initiaux à 750 et 19 000 km d'altitude, respectivement). La période de révolution est de 6 heures environ. Cette orbite permet à Interball-2 d'explorer les régions de haute latitude (zone aurorale et calotte polaire) à des altitudes

comprises entre 10 000 et 19 000 km. Cette gamme d'altitudes est intermédiaire entre celles parcourues par les satellites américains Fast et Polar. Interball-2 peut ainsi détecter les flux de particules précipitant depuis la queue magnétosphérique vers l'ionosphère avant que leurs caractéristiques n'aient été modifiées par les champs électriques existant à plus basse altitude (en-dessous de 10 000 km environ). Inversement, il peut mesurer les échappements de plasma ionosphérique avant qu'ils n'aient été trop dilués par la divergence des lignes de champ magnétique. L'ensemble de ces caractéristiques orbitales contribue donc à donner au projet Interball une place originale par rapport aux autres projets d'exploration magnétosphérique.

L'intérêt de la configuration multi-satellitaire du projet Interball est qu'elle permet de comparer les mesures obtenues :

- par les deux paires de satellites, pour caractériser les phénomènes d'échange de matière, de quantité de mouvement et d'énergie à grande échelle qui gouvernent la dynamique d'ensemble de la magnétosphère,
- par les deux satellites d'une même paire, pour résoudre les structures de petite échelle à l'intérieur desquelles s'organisent les phénomènes de turbulence, d'accélération des particules et de rayonnement électromagnétique.

En fait, cette distinction entre physique macro- et microscopique est souvent artificielle, car les processus intervenant sur des échelles spatiales et temporelles dif-

<i>INSTRUMENT</i>	<i>PARAMETRES MESURES</i>	<i>RESPONSABLE</i>
ELECTRON	Fonction de distribution tridimensionnelle des électrons (0.01 - 26 keV)	J.-A. Sauvaud (CESR, Toulouse)
HYPERBOLOID	Composante ionique (H ⁺ , He ⁺ , O ⁺⁺ , O ⁺) du plasma thermique (0 - 80 eV)	N. Dubouloz (CETP, Saint-Maur)
ION	Spectres en énergie et en angle des ions (0.03 - 14 keV) et des électrons (0.01 - 20 keV)	J.-A. Sauvaud (CESR, Toulouse)
IESP	Champ électrique continu et alternatif (0.1 - 30 Hz)	S. Perraut (CETP, Vélizy) M. Mogilevsky (IKI, Moscou, Russie)
MEMO	Champs d'ondes électrique et magnétique (0.01 Hz - 2 MHz)	F. Lefeuvre (LPCE, Orléans)
POLRAD	Rayonnement kilométrique auroral (20 kHz - 2 MHz)	J. Hanasz (CBK, Torun, Pologne)

Table 1 : Liste des expériences à participation française à bord des stellites Interball-1 (en grisé) et 2 (en blanc).

férentes interagissent entre eux. Par exemple, les particules portant les courants verticaux du circuit auroral peuvent être accélérées par interaction microscopique avec des ondes électrostatiques ou électromagnétiques, à l'intérieur de structures de très petite échelle (jusqu'à 1 km ou même 1 m !). Inversement, ce sont les conditions d'existence de telles microstructures qui vont gouverner l'établissement du circuit auroral. Une des spécificités du projet Interball est justement de permettre l'étude de ces interactions entre processus se produisant sur des échelles différentes. Interball est ainsi venu compléter une vaste flotte de satellites et d'instruments fonctionnant depuis le sol (radars, chaînes de magnétomètres, etc.) qui, dans le cadre du programme ISTP (International Solar Terrestrial Physics) fournissent un ensemble sans précédent de mesures quasi permanentes afin de permettre de mieux comprendre la dynamique des plasmas circumterrestres et de leur interaction avec le vent solaire.

Le projet Interball a fait l'objet d'une vaste coopération internationale. A l'intérieur de chaque paire, le satellite principal a été construit par la Russie, et le sous-satellite par la Tchéquie. Outre ces deux pays, l'Allemagne, l'Autriche, la Bulgarie, le Canada, la Grande-Bretagne, la Finlande, la France, la Hongrie, l'Italie, la Kirghizie, la Pologne, la Roumanie, la Slovaquie, la Suède et l'Ukraine ont contribué à des degrés divers à l'élaboration et à la construction des nombreux instruments qui forment la charge utile des différents satellites. Cette charge utile consiste principalement en des expériences consacrées à la mesure in situ des particules (ions et électrons dans différents domaines d'énergie), et des ondes (champs électriques et magnétiques statiques et fluctuants dans différents domaines de fréquence). Il faut y ajouter des expériences optiques, consistant en des caméras détectant depuis l'espace les émissions lumineuses provenant des aurores polaires. La participation française, résumée dans la **Table 1**, concerne une expérience sur Interball-1, et quatre sur Interball-2, développées dans trois laboratoires du CNRS, à Toulouse (Centre d'Etude Spatiale des Rayonnements, CESR), Saint-Maur et Vélizy (Centre

d'étude des Environnements Terrestre et Planétaires, CETP), et Orléans (Laboratoire de Physique et Chimie de l'Environnement, LPCE). Ces expériences ont été conçues et réalisées avec l'appui financier du Centre National d'Etudes Spatiales (CNES). Le CNES a également contribué à la gestion des opérations en vol de ces expériences, ainsi que, dans le cadre du GLIT (Groupe Liaison Interball Traitement), au dépouillement systématique de leurs données. Une expérience polonaise, à laquelle des scientifiques français sont associés, a également été incluse dans cette chaîne de traitement.

Malgré une histoire tourmentée, perturbée par les bouleversements politiques dans les Pays de l'Est, et jalonnée par des reports successifs, le projet Interball est maintenant entré dans la phase d'exploitation systématique et d'interprétation scientifique des données. Ce succès a en grande partie été rendu possible par le dévouement des chercheurs, ingénieurs et techniciens de l'IKI (laboratoire de sciences spatiales de l'Académie des Sciences de Russie), de l'Institut Lavochkin (usine de fabrication des satellites Prognoz), et des stations de commande des opérations et de réception des données d'Evporatoria (Ukraine) et Panska Ves (Tchéquie), qui sont parvenus à mener à bien le projet dans des conditions politiques et économiques particulièrement défavorables. C'est grâce à ce dévouement, auquel se sont conjugués les efforts des équipes françaises, qu'ont pu être obtenus les résultats scientifiques les plus marquants qui sont présentés dans les sections suivantes.

2. COUCHES FRONTIÈRES DE LA MAGNÉTOSPHÈRE ÉQUATORIALE

Le satellite Interball-1 a révélé une signature inattendue constituée par la présence, à l'intérieur du plan équatorial de la magnétosphère, de vastes régions peuplées de plasma d'origine solaire. Ceci est en contradiction avec les schémas classiques de pénétration du plasma solaire au voisinage du seul cornet polaire. La **Figure 2** donne un exemple de telles mesures obtenu par l'expérience

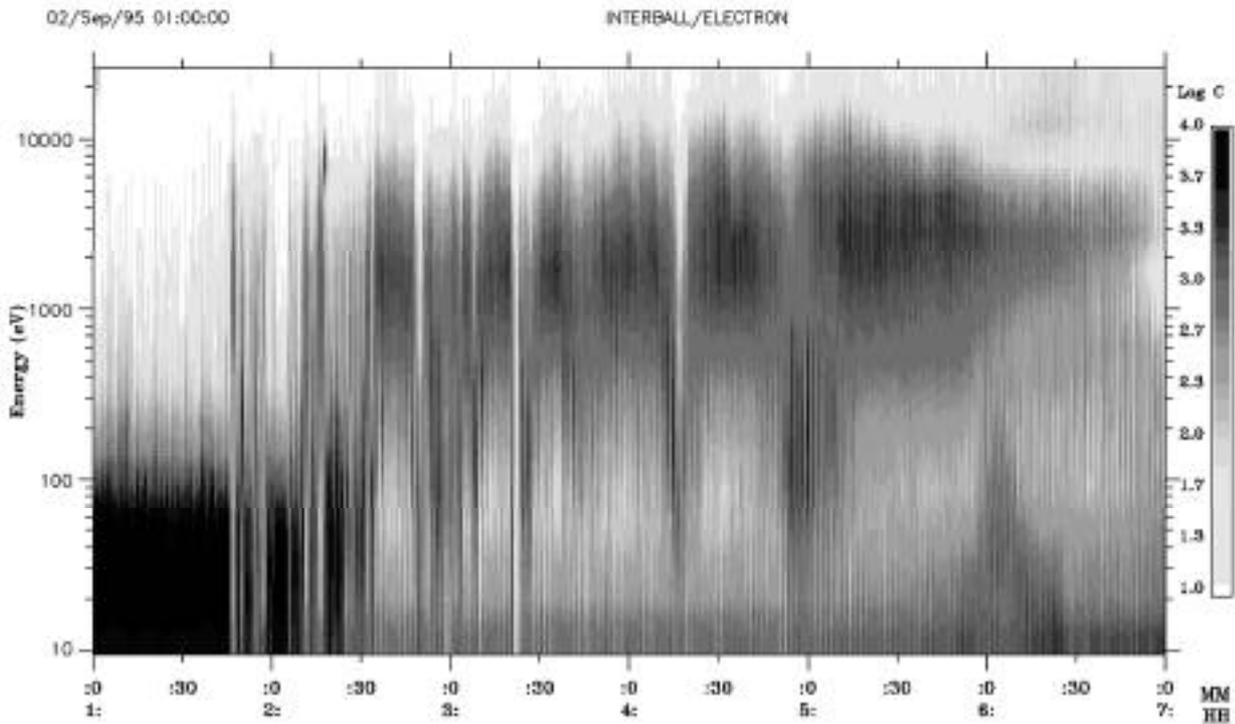


Fig. 2 : Spectrogramme temps (abscisses)-énergie (ordonnées) des électrons de 10 eV à 26 keV lors d'un passage du satellite Interball-1 de la magnétogaine vers la magnétosphère. Le flux d'énergie est codé suivant l'échelle de gris donnée à droite. On notera entre 02:00 et 05:15 TU l'alternance de régions peuplées de plasma chaud, accéléré dans la magnétosphère, et de plasma froid d'origine solaire.

Electron (Sauvaud et al., 1997). Ici, le satellite est dans la magnétogaine du secteur matin jusqu'à environ 02:30 TU, moment où il pénètre dans la magnétosphère, près du plan équatorial de cette dernière. A l'intérieur de la magnétosphère, deux types distincts de plasmas sont mesurés alternativement ; un plasma chaud (environ 2 à 5 keV) constitué de particules de la couche de plasma, et un plasma froid (environ 200 eV) d'origine solaire. Les mesures d'ions (non présentées ici) montrent la même succession de ces deux types de plasma. A 03:00 TU, le satellite est encore au voisinage de la magnétopause. La présence de plasma "froid" à cet endroit peut être interprétée par un mécanisme de type reconnexion locale : une ligne de champ magnétique du vent solaire et une ligne de champ magnétique terrestre se reconnectent en un point, puis se séparent à nouveau après une reconfiguration qui conduit à la formation de deux nouvelles ligne de champ connectant le vent solaire et la magnétosphère (**Figure 3**), et permettant donc les échanges de matière entre les deux milieux. En revanche, il apparaît extrêmement difficile de rendre compte par ce modèle de la présence de plasma d'origine solaire à 05:00 TU, quand le satellite est situé à plus de 3 rayons terrestres à l'intérieur de la magnétosphère. Par ailleurs, une étude statistique effectuée sur 200 cas indique que la détection de ces couches frontières étendues coïncide le plus souvent avec un champ magnétique interplanétaire orienté vers le nord, c'est-à-dire peu favorable à une recon-

nexion des lignes de force des champs magnétiques interplanétaire et terrestre (Sauvaud et al., 1997).

Actuellement l'interprétation de ces données conduit à proposer une entrée du plasma d'origine solaire par percolation suivie d'une convection en direction d'abord anti-solaire puis solaire qui ramène le plasma près de la Terre. Une modèle basé sur l'ensemble des mesures effectuées à bord d'Interball-1 est en cours d'élaboration.

3. ACCÉLÉRATION DES IONS ET VENT POLAIRE

Un peu comme la couronne solaire, l'ionosphère et la magnétosphère de basse altitude sont affectées d'un mou-

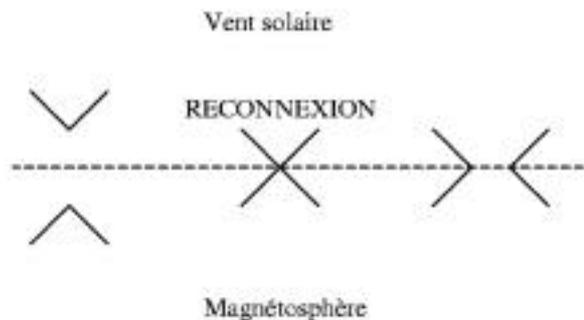


Fig. 3 : Schéma simplifié d'un événement de reconnexion entre le vent solaire et la magnétosphère.

vement global d'expansion vers le haut. Aux hautes latitudes, dans les régions aurorales et polaires, gradients verticaux de pression et champ électrique ambipolaire conjuguent leurs effets pour engendrer le "vent polaire", qui consiste en un échappement de plasma ionosphérique à basse énergie (quelques eV). Dans les zones aurorales, des processus complémentaires (par exemple, des ondes électrostatiques et/ou électromagnétiques déstabilisées par les électrons qui précipitent depuis les hautes altitudes pour produire les aurores) viennent compliquer cette image du vent polaire "classique" et produisent des échappements à plus haute énergie, qu'on peut qualifier de vent polaire "généralisé".

Le vent polaire joue un rôle fondamental et longtemps négligé dans la dynamique des plasmas circumterrestres. Il est un des maillons du couplage entre l'ionosphère, la

magnétosphère et le vent solaire. Une partie de l'énergie transportée vers le bas par les particules précipitant depuis la magnétosphère est ainsi recyclée vers le haut. On sait maintenant que l'ionosphère terrestre contribue de manière significative, par l'intermédiaire du vent polaire, au peuplement du feuillet de plasma, dont l'évolution contrôle pour la plus grande part l'activité aurorale... et donc à son tour le vent polaire ! Ce couplage réciproque est une des raisons de la difficulté à comprendre et prévoir la dynamique de la magnétosphère terrestre.

L'étude quantitative du vent polaire et plus généralement de l'échappement du plasma ionosphérique est l'un des objectifs de l'expérience Hyperboloid (Dubouloz et al., 1998a), embarquée à bord du satellite Interball-2. Cette expérience consiste en un spectromètre de masse ionique. Le détecteur principal de l'instrument comporte

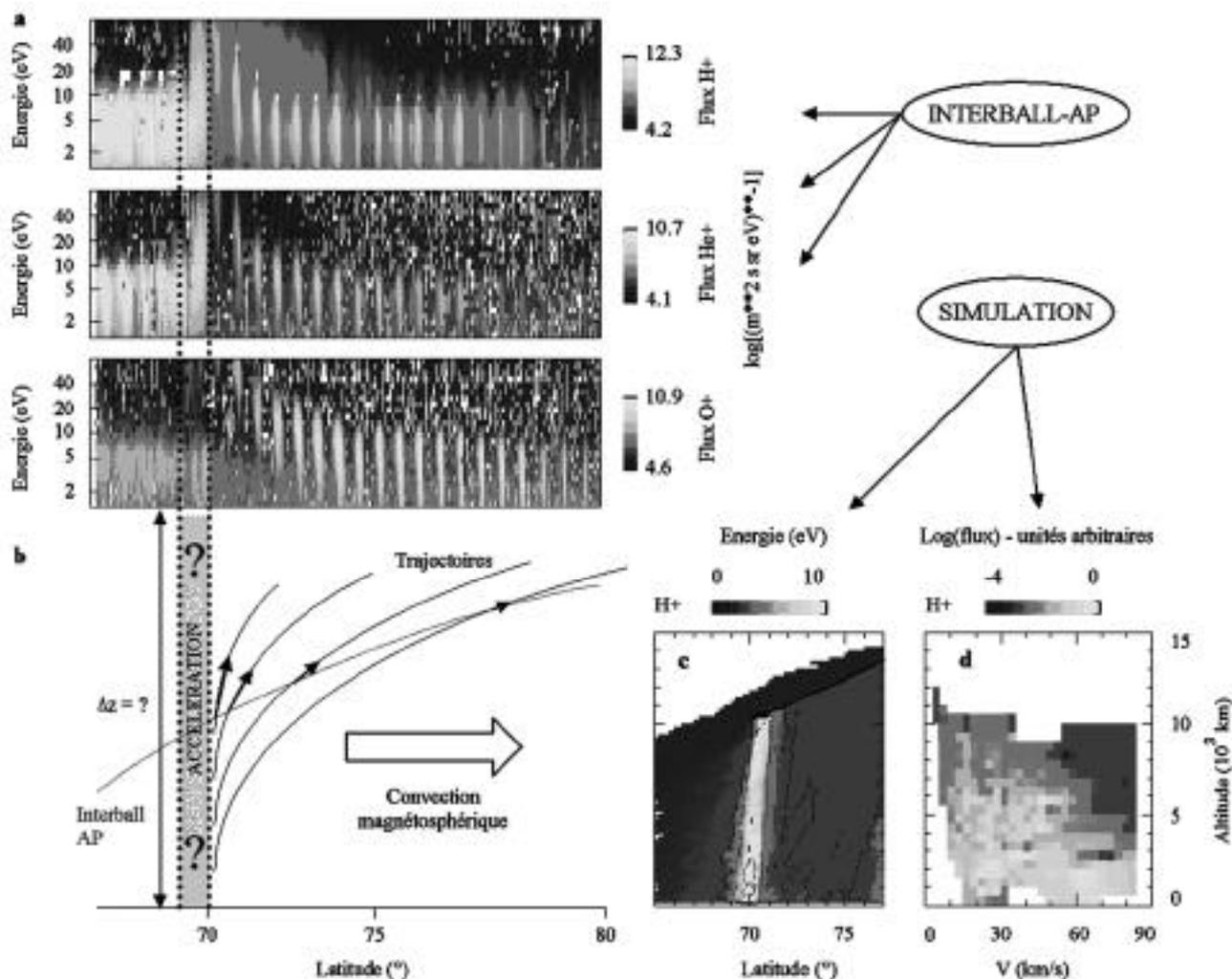


Fig. 4 : a- Exemple de spectrogrammes temps-énergie mesurés par l'expérience Hyperboloid pour les ions H⁺, He⁺, et O⁺ (les modulations régulières sont dues à la rotation du satellite) ; b- schéma du modèle d'interprétation ; c- variations bidimensionnelles de l'énergie moyenne des ions H⁺ obtenues par simulation numérique (la ligne en gras indique l'orbite de Interball-2) ; d- fonction de distribution obtenue par simulation numérique pour l'ion H⁺ sur le bord polaire de la région d'accélération.

16 fenêtres d'entrée dont les champs de vue couvrent au total un demi-plan comprenant l'axe de rotation du satellite. Il est possible de restreindre l'entrée des ions à une ou plusieurs fenêtres en appliquant des potentiels positifs aux autres fenêtres. Derrière chaque fenêtre est placé un analyseur sphérique consistant en une série d'électrodes dont les potentiels sont ajustés pour sélectionner les ions autour d'une énergie donnée entre 0 et 80 eV. Finalement, les ions atteignent un analyseur magnétique, dans lequel ils suivent des trajectoires circulaires dont le rayon dépend de leur rapport masse/charge, ce qui permet d'identifier les différentes espèces (H^+ , He^+ , O^{++} , O^+). En sélectionnant successivement les différentes fenêtres et les différentes énergies, et en utilisant la rotation du satellite, on peut ainsi reconstituer la fonction de distribution tridimensionnelle de chaque espèce d'ions.

La **Figure 4a** présente un exemple caractéristique des observations effectuées par Hyperboloid. Aux basses latitudes, on observe une population de basse énergie (< 10 eV) où les ions H^+ sont majoritaires. Un peu en dessous de 70° de latitude, l'énergie des ions augmente brusquement et peut atteindre plusieurs dizaines d'eV. Cette augmentation de l'énergie des ions correspond à la traversée par le satellite d'une région où des électrons précipitants engendrent des champs électriques fluctuants qui sont capables d'accélérer les ions. L'énergie des ions diminue ensuite graduellement au fur et à mesure que le satellite se déplace vers les hautes latitudes. Ces observations peuvent être expliquées par un modèle simple présenté dans la **Figure 4b**. Après avoir été accélérés dans une région étroite en latitude, les ions échappent plus facilement à l'attraction terrestre, et sont simultanément transportés dans la direction anti-solaire par la convection à grande échelle qui résulte de l'interaction entre la magnétosphère et le vent solaire. Comme les ions de basse énergie mettent plus de temps pour atteindre l'orbite du satellite, ils sont convectés plus haut en latitude avant d'être détectés. La magnétosphère joue ici le rôle d'un spectromètre de masse, qui sépare les ions selon leur vitesse, et donc selon leur masse et leur énergie (Lockwood et al., 1985).

Les fonctions de distribution détaillées mesurées par Hyperboloid permettent d'analyser ce phénomène en détail (Dubouloz et al., 1998b). Pour caractériser les phénomènes d'accélération dans la région source de l'échappement, ces observations ont été utilisées comme entrées de simulations numériques. L'idée est de remonter dans le temps et de reconstituer les trajectoires des ions observés par Hyperboloid, jusqu'à leur entrée (c'est-à-dire leur sortie pour un temps s'écoulant positivement) de la région d'accélération. Dans le modèle numérique utilisé, les ions sont soumis à des forces macroscopiques connues associées aux champs gravitationnel et magnétique terrestres, ainsi qu'à la convection magnétosphérique. Les calculs sont arrêtés dès que les ions atteignent le bord polaire de la zone d'accélération, à l'intérieur de

laquelle interviennent des phénomènes microscopiques mal connus et qui précisément sont l'objet de cette étude.

On a représenté dans la **Figure 4** quelques résultats de cette simulation, obtenus pour l'ion H^+ . La **Figure 4c** montre les variations spatiales de l'énergie moyenne des particules. La combinaison de l'accélération et de la convection des ions produit une sorte de "mur" d'ions de haute énergie juste sur le bord polaire de la zone d'accélération. Sur la **Figure 4d**, on peut voir la distribution en vitesse des ions obtenue en fonction de l'altitude sur le bord polaire de la région d'accélération des ions. Cette distribution de vitesse reflète le bilan global des phénomènes microscopiques (interactions entre les ions et les champs électriques des ondes présentes dans le milieu) qui ont provoqué l'accélération des ions tout au long de leur traversée de cette région. On remarque que des flux intenses d'ions H^+ sont obtenus à basse altitude jusqu'à des vitesses de l'ordre de 90 km s^{-1} . Des flux presque aussi intenses sont observés jusqu'à des altitudes proches de 10 000 km, ce qui montre que l'accélération des ions se produit en fait tout au long des lignes de champ magnétique dans cette région. En revanche, ces flux sont cantonnés à des vitesses de plus en plus faibles au fur et à mesure que l'altitude augmente. On peut donc conclure que l'efficacité de l'accélération des ions diminue lorsque l'altitude augmente. Différents modèles, impliquant différents types d'ondes, ont été proposés par le passé pour expliquer l'accélération des ions. Les résultats présentés ici sont susceptibles de permettre de trancher entre ces modèles. Ils n'auraient bien sûr pas pu être obtenus par observation directe lors de la traversée de la zone d'accélération, puisque les mesures locales du satellite ne permettent pas de sonder toute une gamme d'altitudes.

4. INJECTIONS SPORADIQUES D'IONS PENDANT LES SOUS-ORAGES MAGNÉTOSPHÉRIQUES

Les ions d'origine solaire qui ont pénétré dans la magnétosphère sont soumis à des phénomènes de chauffage dans la queue de la magnétosphère sous l'effet des champs électriques et magnétiques et de leurs inhomogénéités spatiales. Une des conséquences de ces processus est le piégeage des ions près du plan équatorial. Au cours des sous-orages magnétosphériques le champ électrique induit par la disruption du courant s'écoulant à travers la queue de la magnétosphère accélère violemment et injecte ces particules vers la Terre. Jusqu'à présent les études menées à bord de satellites géostationnaires conduisaient à associer les injections d'ions au début explosif des sous-orages. Les données du satellite Interball-2 démontrent clairement que les injections sont en fait récurrentes et se produisent pendant la durée entière de la phase d'expansion des sous-orages. La **Figure 5** donne la position du satellite par rapport aux émissions aurorales mesurées par la caméra ultraviolet du satellite Polar 1e

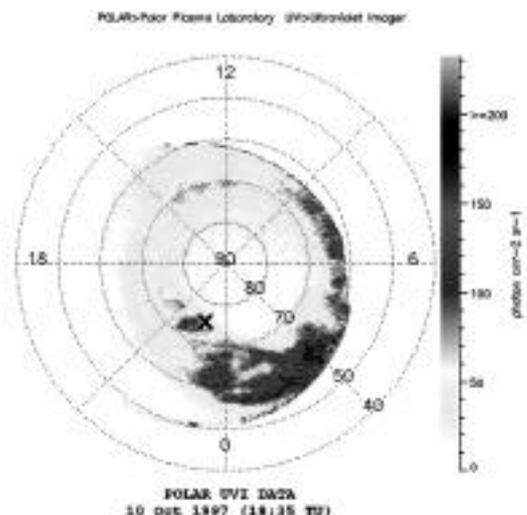


Fig. 5 : Image ultraviolette des émissions aurorales obtenues le 10 octobre 1997 à 18:35 TU, représentée dans un repère latitude invariante-temps local. La croix indique la position du pied de la ligne de champ magnétique passant par Interball-2.

10 octobre 1997 à 18:35 TU, au début d'une période d'injections sporadiques d'ions. Cette période suit le déclenchement d'un sous-orage qui a débuté avant 18:35

TU. Interball-2 entre par le nord dans la région active vers 18:26-18:35 TU. Les émissions aurorales dans le système de bandes Lyman-Birge-Hopfield présentes ici résultent de l'ionisation des molécules N_2 par des électrons énergétiques précipitants. La Figure 6, qui présente les mesures d'électrons, d'ions H^+ et O^+ de l'expérience Ion (Sauvaud et al., 1998) et de champ magnétique réalisées à bord d'Interball-2, confirme l'entrée du satellite à 18:28 TU dans la zone aurorale active. Il faut noter la présence de structure dispersées en énergie des ions H^+ et O^+ à partir de 18:30 TU. Ce type de dispersion est systématiquement rencontré sur le bord nord de la zone aurorale lors de sous-orages et continue à être détecté lorsque le satellite se déplace vers des latitudes plus faibles (cf. 19:00 TU), ceci quel que soit le temps séparant les observations du début du sous-orage.

L'interprétation des structures observées a été réalisée à l'aide de calculs en arrière des trajectoires des ions dans des modèles de champs électriques et magnétiques à 3 dimensions. Chaque trace de dispersion provient de l'injection des ions depuis la magnétosphère externe, près du plan équatorial. La dispersion observée à 3 rayons terrestres d'altitude provient des différences de temps de vol nécessaires pour que les ions atteignent le

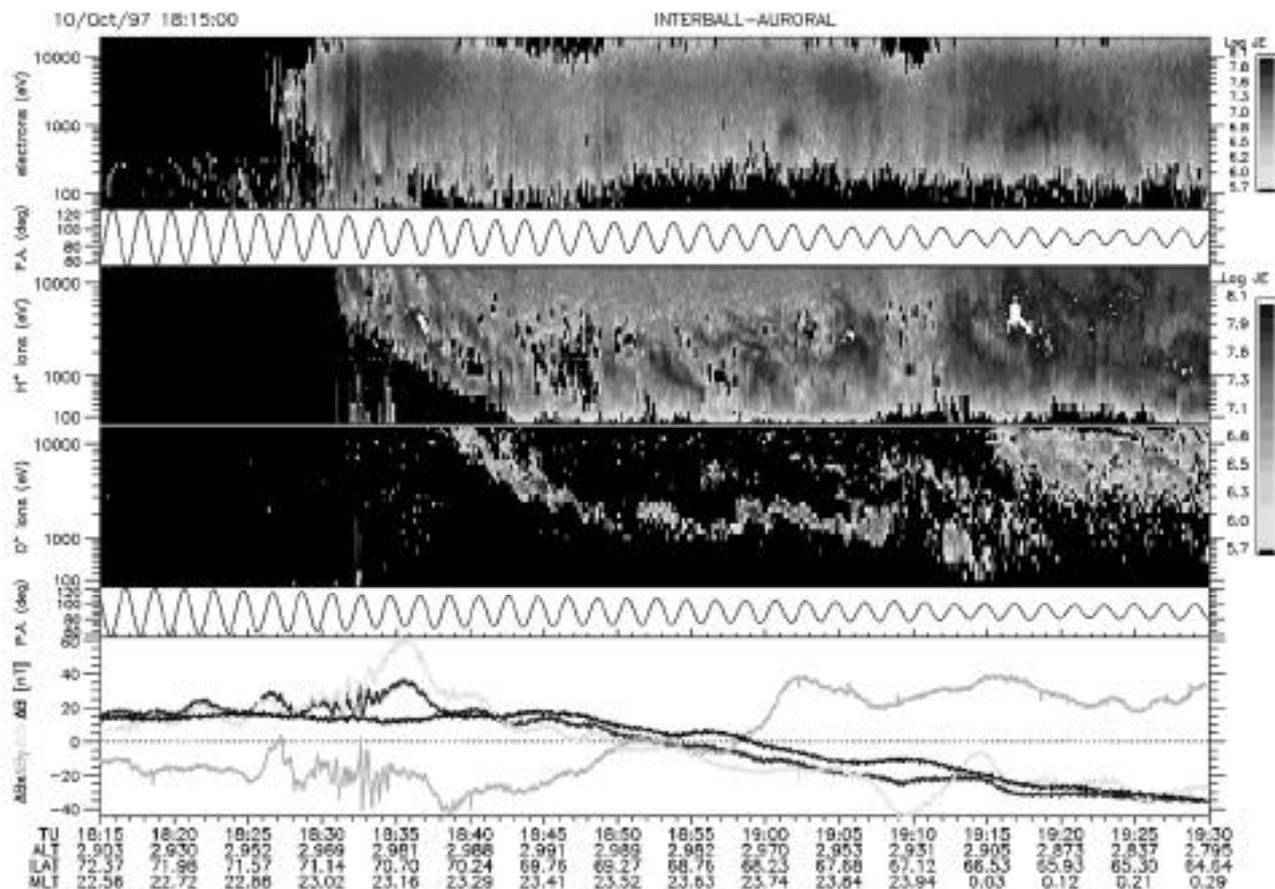


Fig. 6 : Spectrogrammes temps-énergie des électrons, ions H^+ et ions O^+ obtenus à bord d'Interball-2 le 10 octobre 1997 entre 18:15 et 19:30 TU. On notera les structures récurrentes et dispersées en énergie des ions. Les courbes en dessous des spectrogrammes indiquent les angles entre la direction d'arrivée des ions et le champ magnétique. Le cadre du bas fournit les déviations des composantes du champ magnétique mesuré par rapport à un modèle. Les abréviations TU, ALT, ILAT et MLT indiquent le temps universel et la position du satellite (altitude, latitude invariante, temps magnétique local), respectivement.

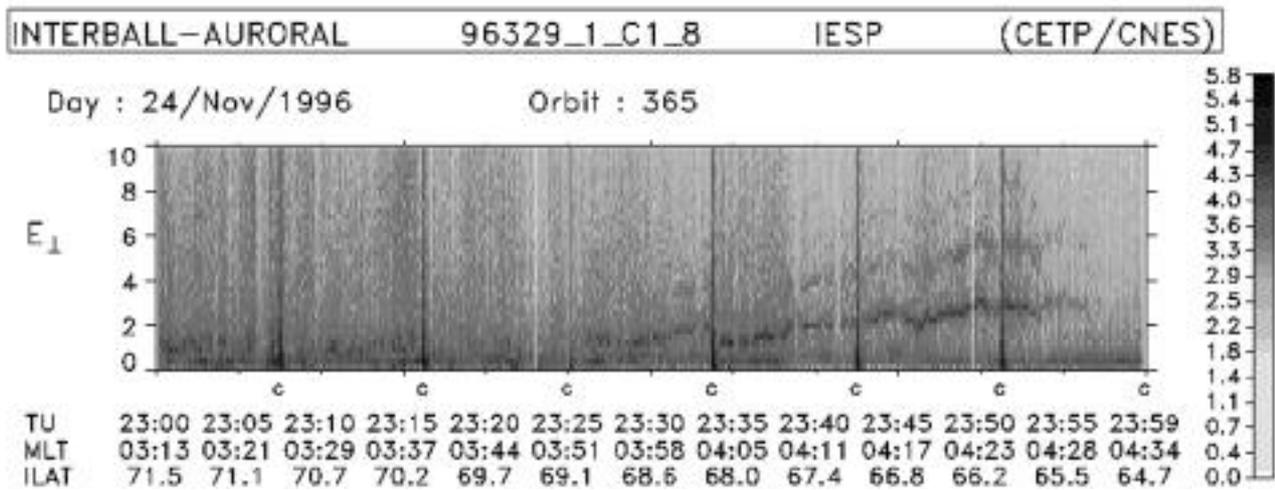


Fig. 7 : Exemples d'émissions monochromatiques détectées par l'expérience Iesp. Ce spectrogramme indique les variations de l'intensité de la composante électrique des ondes mesurée dans le plan perpendiculaire à l'axe de rotation du satellite, en fonction du temps (abscisses) et de la fréquence (ordonnées, 0-10 Hz). les émissions régulières au-dessus des symboles c correspondent à des signaux de calibration.

satellite et de la convection des ions vers des régions plus internes de la magnétosphère (Sauvaud et al., 1999, soumis). La répétition des injections observée ici pour la première fois est une caractéristique du mécanisme d'injection actif dans la magnétosphère. Celui-ci se reproduit environ toutes les 1 à 3 minutes lors de la propagation vers le nord des formes aurorales actives, c'est à dire lors de la propagation en direction anti-solaire de la disruption du courant s'écoulant à travers la queue de la magnétosphère. Une première estimation de la taille de la région d'injection a été obtenue à partir de mesures réalisées au sol et à bord d'Interball-2 ; elle est de l'ordre de 15 rayons terrestres (Sergeev et al., 1999, soumis). L'interprétation avancée est que la reconnexion des lignes de force de la queue de la magnétosphère est sporadique et lance vers la Terre une onde dans un mode rapide qui propage un champ électrique balayant le plan équatorial et injectant les particules.

5. TURBULENCE ET ACCÉLÉRATION DANS LA ZONE AURORALE

L'un des résultats majeurs obtenus par les précédentes missions d'exploration de la région aurorale, telles que les missions américaines S3-3 et DE-1 et suédoise Viking, est la mise en évidence de signatures des processus d'accélération au-dessus de l'ionosphère, à une altitude supérieure à 10 000 km. En particulier, l'analyse des distributions de vitesse des ions et des électrons mesurées à bord de Viking a permis de mettre en évidence la présence d'un champ électrique dirigé vers le haut, qui accélère les électrons vers le bas et les ions vers le haut (Louarn et al., 1990). Plus récemment le satellite américain Fast a détecté des régions de plus petites dimensions et à plus basse altitude dans lesquelles le champ élec-

trique avait la direction opposée (Carlson et al., 1998). Différents mécanismes d'accélération basés sur les seules mesures de champ électrique ont été proposés : champs électriques statiques à grande échelle, ou structures électrostatiques à plus petite échelle (doubles couches ou ondes solitaires). En dépit de l'absence ou du manque de sensibilité des capteurs magnétiques embarqués sur ces sondes pour détecter les ondes dans la gamme d'Ultra Basse Fréquence (UBF), quelques auteurs tels que Temerin et Lysak (1984) et Gustafsson et al. (1990), ont au contraire invoqué l'existence d'ondes électromagnétiques. Des mesures magnétiques dans la gamme UBF ont par ailleurs été effectuées à plus basse altitude (autour de 1 000 km) par le satellite russe Interkosmos-Bulgaria-1300 (Dubinin et al., 1988), et plus récemment par la sonde suédoise Freja (Louarn et al., 1994). Ces auteurs ont clairement identifié des ondes électromagnétiques turbulentes intenses qui correspondraient aux ondes d'Alfvén cinétiques invoquées par Hasegawa et Uberoi (1982) et par Goertz (1986) pour accélérer les particules aurorales via leur champ électrique parallèle au champ magnétique terrestre B_0 .

Un des objectifs scientifiques du projet Interball est de contribuer à trancher la question de la nature électrostatique ou électromagnétique des champs électriques observés dans la zone aurorale. Pour ce faire, l'expérience Iesp à bord de Interball-2 a été conçue pour mesurer les 6 composantes du champ électromagnétique dans la gamme UBF (0.1-10 Hz). Elle comprend la mesure des 3 composantes magnétiques avec une sensibilité de 0.2 pT Hz^{-1/2} à 10 Hz grâce à un fluxmètre à contre-réaction de flux très sensible (construit par le LPCE à Orléans). Les fluctuations électriques sont quant à elles détectées à l'aide de 6 sphères de graphite couvertes de carbone vitreux disposées aux extrémités de 6 longs bras

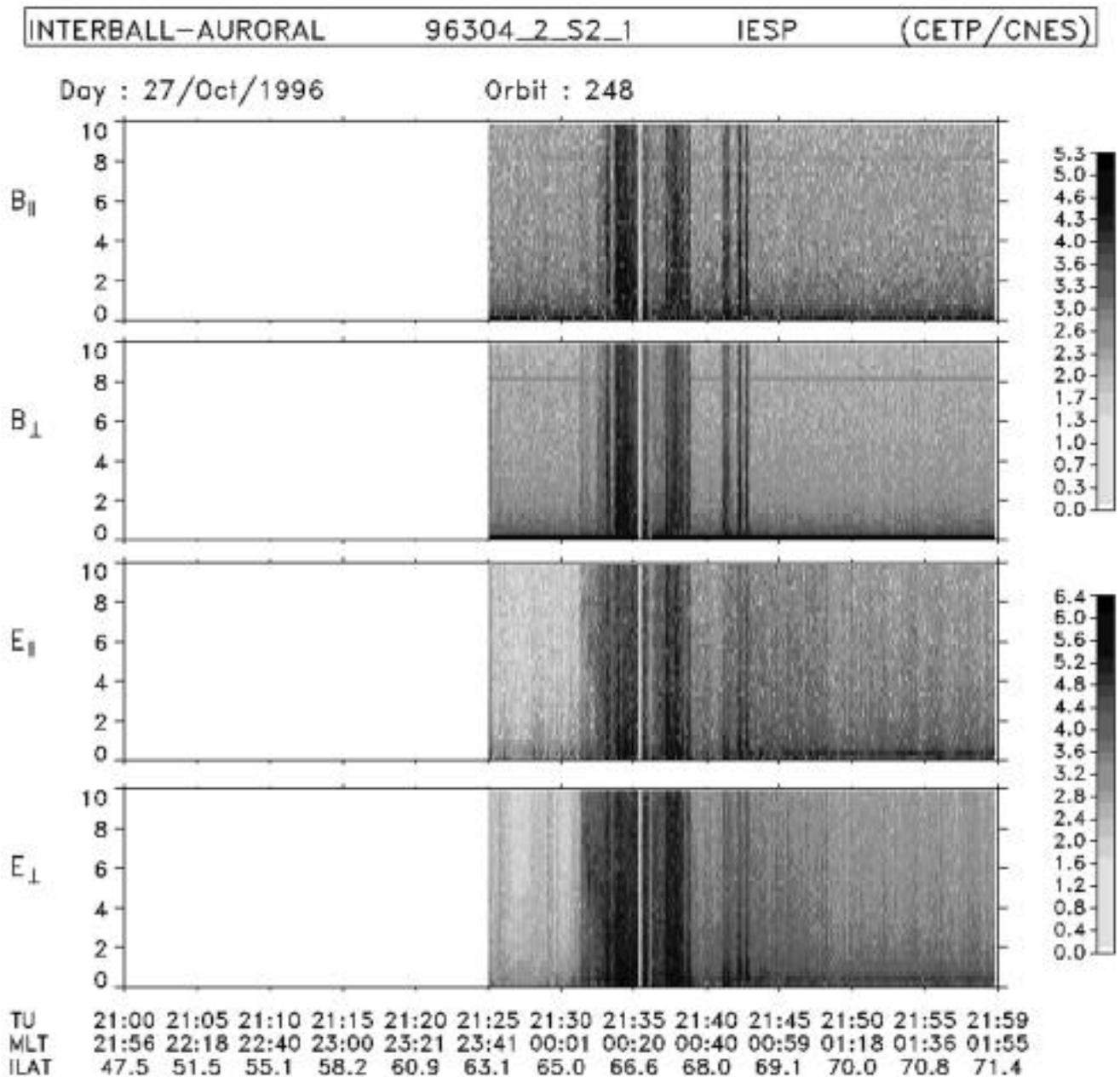


Fig. 8 : Exemples d'émissions à large bande détectées par l'expérience IESP. Quatre composantes des ondes sont représentées dans le même format que celui de la Figure 7. les composantes B_{\parallel} et E_{\parallel} sont parallèles à l'axe de rotation du satellite, les autres sont dans le plan de rotation.

opposés deux à deux : la distance séparant deux sphères opposées est de 25 m dans le plan de rotation, et de 4.5 m suivant l'axe de rotation. La sensibilité est de $10^{-6} \text{ V m}^{-1} \text{ Hz}^{-1/2}$ à 10 Hz. Une description plus détaillée de l'expérience ainsi que les premiers résultats sont donnés par Perraut et al. (1998b). Différents types d'émissions caractéristiques ont été mis en évidence.

Un premier type d'observations consiste en des émissions monochromatiques électrostatiques dont un exemple est présenté sur la Figure 7. Ce spectrogramme représente l'intensité des émissions électriques détectées dans le plan perpendiculaire à l'axe de rotation du satellite. Il est obtenu par transformation de Fourier des

variations temporelles (ou forme d'onde) du champ électrique. Entre 23:00 et 23:15 TU, on voit un faible signal autour de 1 Hz. Ce signal réapparaît à 23:25 TU et s'intensifie à 23:35 TU. On peut également remarquer que la fréquence croît au cours du temps pour atteindre 3 Hz autour de 23:50 TU, lorsque le satellite est localisé à des latitudes plus basses. Il s'agit clairement d'une série de structures discrètes, avec un pic en amplitude dont la fréquence varie au cours du temps. Chaque structure peut avoir une fréquence montante ou descendante, d'où l'aspect ondulatoire de l'émission. La durée de chaque structure est de l'ordre d'une minute. A partir de 23:38 TU on peut distinguer une structure harmonique moins intense ;

autour de 23:50 TU on peut même observer l'harmonique 3. Ces émissions n'ont pas de composante magnétique et sont donc de nature électrostatique. Ces signaux peuvent atteindre de fortes amplitudes (25 mV m^{-1}), et la largeur relative du pic en fréquence est faible, entre 0.1 et 0.3. Sur ces émissions discrètes peuvent se superposer des fluctuations de plus faible intensité et qui occupent une plus grande bande de fréquence (par exemple autour de 23:35 TU). Cet élargissement résulte du décalage Doppler de l'émission monochromatique (Perraut et al., 1998b).

Iesp a également détecté des fluctuations électromagnétiques à large bande dont un exemple est présenté sur la **Figure 8**. Les signaux sont observés simultanément sur les 6 composantes et occupent toute la bande de fréquence. Ils ont un caractère impulsif très marqué et les formes d'onde montrent qu'ils se composent d'une succession de paquet d'ondes de courte durée. Les signaux entre 21:32 et 21:43 TU ont une composante magnétique. Le rapport

E/B est généralement de l'ordre de 10^7 m s^{-1} , donc de l'ordre de la vitesse d'Alfvén locale, ce qui montre que ces ondes sont électromagnétiques. En effectuant un changement de repère, on peut calculer l'amplitude des composantes parallèles au champ magnétique statique. Le résultat très nouveau est que ces ondes ont une composante électrique parallèle au champ magnétique non négligeable, et peuvent donc être identifiées comme des ondes d'Alfvén cinétiques, qui n'avaient pas encore été observées à cette altitude. De plus le vecteur d'onde est plutôt aligné avec le champ magnétique terrestre \mathbf{B}_0 . Le calcul du vecteur de Poynting donne une vitesse de groupe alignée avec \mathbf{B}_0 . Bien que les ondes puissent se propager dans les deux directions opposées, l'énergie vient principalement des régions situées à une altitude supérieure à celle d'Interball. L'observation des émissions électromagnétiques est nettement associée à la précipitation d'électrons auroraux et à l'arrivée d'ions énergétiques dispersifs, observées par l'expérience Ion et décrites dans le paragraphe "Injections sporadiques d'ions pendant les sous-orages magnétosphériques". De telles signatures indiquent que le satellite traverse une région active (aurore discrète correspondant au développement d'un sous-orage magnétosphérique). L'examen des fonctions de distribution des électrons de basse énergie (100-400 eV) indique l'existence d'électrons alignés avec \mathbf{B}_0 et suggère la présence de faisceaux au moment de l'intensification des ondes. Des calculs théoriques confirment que l'énergie libre contenue dans ces faisceaux est suffisante pour déstabiliser des ondes électromagnétiques dont les propriétés sont compatibles avec les observations. Des émissions du même type sont systématiquement observées à l'orbite géostationnaire (Perraut et al., 1998a). Elles sont un des ingrédients nécessaires au déclenchement des sous-orages. Ces ondes peuvent être amplifiées aux altitudes intermédiaires entre la région aurorale et la région équatoriale,

lorsque les paramètres locaux du plasma sont favorables à la déstabilisation des ondes. Sachant que la fréquence émise dépend de ces paramètres locaux, le spectre à large bande observé résulte des émissions amplifiées à différentes altitudes. Les ondes peuvent se propager, soit vers l'équateur où elles influent sur le déclenchement du sous-orage, soit à plus basse altitude, où elles jouent un rôle dans le chauffage des électrons et des ions, via leur champ électrique parallèle et perpendiculaire, respectivement.

6. RAYONNEMENT KILOMÉTRIQUE AURORAL

De nombreuses ondes électrostatiques et électromagnétiques sont observées dans la magnétosphère terrestre. Les ondes électrostatiques sont générées localement, par des instabilités du plasma. Bien qu'elles puissent également être générées localement, la plupart des ondes électromagnétiques sont produites loin du point d'observation : dans les plasmas de l'environnement terrestre ou de la couronne solaire, dans l'atmosphère (rayonnements électromagnétiques associés aux éclairs d'orage), ou à la surface de la Terre (ondes produites par l'activité humaine). L'étude des ondes de fréquences inférieures à $\sim 10 \text{ MHz}$ est essentielle à la compréhension des propriétés macroscopiques des plasmas magnétosphériques, et plus particulièrement de leurs propriétés dynamiques. De fait, via des interactions résonantes, de l'énergie peut être transférée : **(1)** des ondes vers les particules (les ondes sont atténuées, les particules sont chauffées et/ou accélérées), **(2)** des particules vers les ondes (les particules sont décélérées, les ondes sont amplifiées), **(3)** d'une onde vers d'autres ondes (phénomènes de couplage et de dégénérescence). L'objectif des "expériences ondes" embarquées à bord des satellites est de déterminer les principaux paramètres des ondes et du plasma impliqués dans ces transferts d'énergie. En s'en tenant à une onde électromagnétique plane et à un plasma "froid", ces paramètres sont : pour l'onde, la fréquence, la direction de normale d'onde \mathbf{k} (à partir de laquelle on peut déterminer la direction du vecteur de Poynting), le sens de polarisation par rapport au champ magnétique terrestre \mathbf{B}_0 , et l'ellipticité ; pour le milieu ambiant, la gyrofréquence électronique f_{ce} (proportionnelle à \mathbf{B}_0) et la fréquence plasma électronique f_{pe} (proportionnelle à la racine carrée de la densité du plasma). Les autres paramètres ou quantités nécessaires à la compréhension des mécanismes d'interaction (composition ionique, fonction de distribution des particules) sont mesurés par les expériences particules.

Un des objectifs scientifiques principaux des expériences ondes embarquées sur le satellite Interball-2 est la détermination des paramètres caractéristiques du rayonnement kilométrique auroral (AKR en anglais). Ce rayonnement est le plus puissant détecté dans la magné-

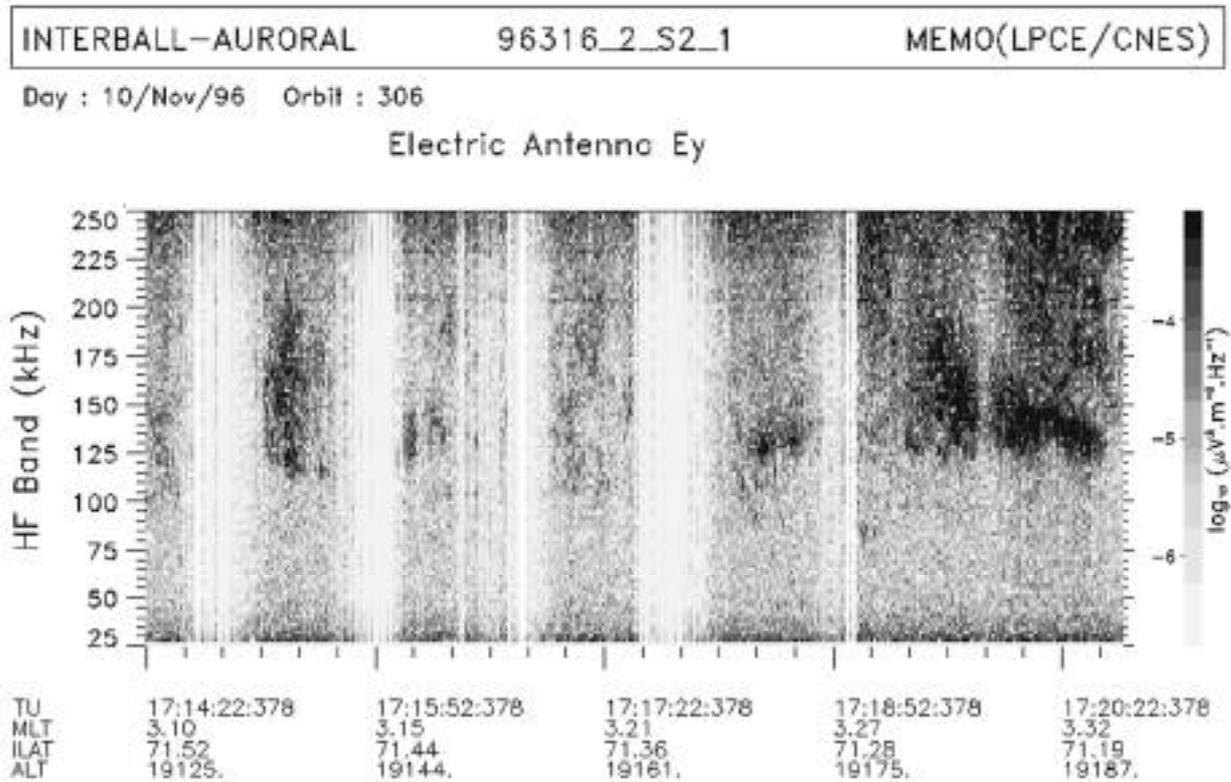


Fig. 9 : Exemple de Rayonnement Kilométrique Auroral observé le 10 Novembre 1996. On a représenté le spectrogramme temps-fréquence d'une composante du champ électrique dans la gamme BF (25-250kHz).

tosphère. Sa source d'énergie réside dans les électrons précipitants de la zone aurorale. Avant même d'atteindre l'ionosphère et de produire des aurores visibles, ceux-ci dissipent donc une partie de leur énergie en émettant des ondes électromagnétiques sous forme d'AKR. L'AKR se propage uniquement dans une direction opposée à celle de la Terre, et ne peut donc pas être observé depuis le sol. Depuis sa première mise en évidence par le satellite Electron-2 (Benediktov et al., 1965) il a été observé par de nombreux satellites magnétosphériques, et en particulier par Viking qui a effectué des mesures dans les régions sources du rayonnement (de Féraudy et al., 1987 ; Bahnsen et al., 1989). Les principales caractéristiques de l'AKR sont les suivantes. Il couvre une bande de fréquence entre ~ 50 et 700 kHz. Il est généré aux hautes latitudes, à des altitudes comprises entre ~ 1 à 3 rayons terrestres, dans des cavités de densité ($f_{pe} \ll f_{ce}$), à des fréquences voisines de f_{ce} . Il consiste en des émissions intenses (typiquement $\sim 10^7$ W et occasionnellement 10^9 W) observées en conjonction avec les arcs auroraux discrets détectés par les instruments optiques. Les pics d'intensité atteignent ~ 1 % de l'énergie maximum dissipée par les particules chargées précipitées dans les arcs auroraux (10^{11} W). L'AKR présente de fortes analogies avec les rayonnements de forte puissance émanant des régions aurorales des autres planètes magnétisées du système solaire (Jupiter, Saturne, Uranus, Neptune). Pour l'essentiel, les modèles

de génération actuellement publiés sont basés soit sur des processus linéaires d'instabilité (mécanisme de maser cyclotron de Wu et Lee (1979)), soit sur des processus d'interaction non linéaire entre plusieurs ondes électrostatiques (Pottelette et al., 1992). Les expériences Memo et Polrad embarquées sur Interball-2 ont pour objectif d'améliorer notre connaissance de ces processus.

En transmettant, pour la première fois, des formes d'ondes associées à la mesure d'un minimum de quatre composantes du champ, l'expérience Memo (MEsure Multicomposante des Ondes) du satellite Interball-2 (Lefeuvre et al., 1998) a pour ambition de déterminer sans ambiguïté les caractéristiques de propagation des ondes, sur des intervalles de temps malheureusement très courts. Trois bandes de fréquence sont couvertes : EBF (5 Hz - 1 kHz), TBF (1 - 20 kHz), et BF (20 - 250 kHz).

L'expérience Memo est connectée à tous les capteurs électriques et magnétiques embarqués sur le satellite, que ces capteurs lui appartiennent en propre ou qu'ils appartiennent à d'autres expériences ondes. En sortie elle fournit des données "forme d'onde" sur des intervalles de temps correspondants à environ 170 000 échantillons d'une composante du champ électrique et des trois composantes du champ magnétique dans chacune des bandes de fréquence couvertes.

Un exemple de mesures d'AKR effectuées par Memo dans une région d'accélération de particules est donné

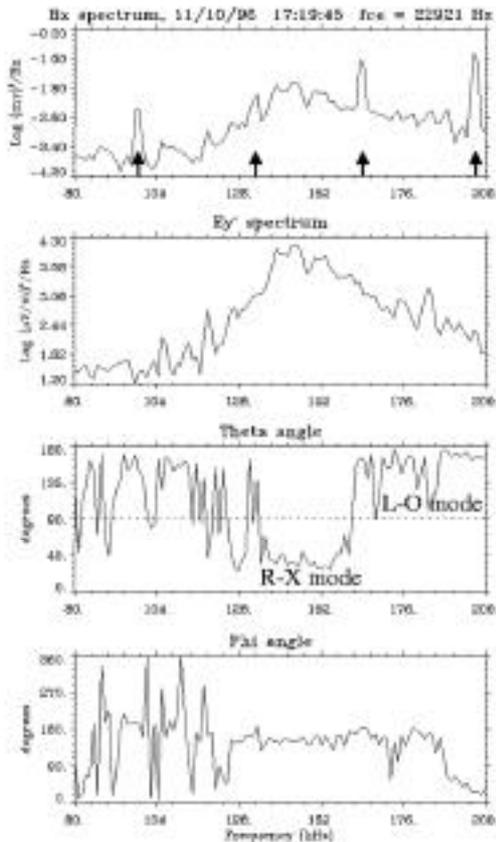


Fig. 10 : caractéristiques de propagation d'un événement d'AKR observé le 10 Novembre 1996 à 17:19:45 UT.

dans la **Figure 9**. La modulation apparente est due à la période de rotation du satellite. Une partie à plus haute fréquence (250-600 kHz), est visible sur les données de l'expérience Polrad (Hanasz et al., 1998), pendant tout l'intervalle de temps couvert par la **Figure 9**. La gyrofréquence électronique locale f_{ce} , déduite des mesures du magnétomètre de bord, a des valeurs qui vont de ~ 42 à 20 kHz. La fréquence de coupure basse de l'AKR étant très supérieure à f_{ce} locale, on en déduit que la région source se situe à plusieurs milliers de km en dessous du satellite, là où f_{ce} est proche de la fréquence de coupure observée. Toutefois, l'expérience Ion détectant à peu près au même instant (17:25 - 17:45 UT) des ions H^+ et O^+ accélérés vers le haut, il semble que les émissions AKR soient guidées le long des lignes de champ sur lesquelles sont accélérés les ions. Des flux d'électrons énergétiques, susceptibles de déclencher le phénomène, sont quant à eux observés entre 17:22 et 18:00 UT. L'idée d'un guidage est renforcée par l'examen des caractéristiques de propagation portées sur la **Figure 10**. Les résultats sont obtenus à partir d'une analyse dite rapide (Lefeuvre et al., 1986, 1998) de 10 ms de données BF haute résolution. Dans cette analyse, la direction de normale d'onde \mathbf{k} est caractérisée par l'angle polaire fait par \mathbf{k} avec \mathbf{B}_0 , et l'angle azimutal fait par les projections de \mathbf{k} et du méridien magnétique dans le plan

perpendiculaire à \mathbf{B}_0 . Le panneau du haut représente la densité de puissance spectrale d'une composante du champ magnétique. Les flèches indiquent la position d'interférences liées aux équipements et/ou aux sous-systèmes du satellite. Le deuxième panneau représente la densité de puissance spectrale d'une composante électrique. Il s'avère que les fréquences où les champs magnétiques et électriques sont maximaux sont les mêmes. Le résultat le plus important, et également le plus nouveau, est donné sur le troisième panneau, qui indique la polarisation des ondes, droite ($< 90^\circ$, correspondant à des ondes dans le mode dit R-X) ou gauche ($> 90^\circ$, mode L-O). On voit que les émissions AKR sont dans le mode R-X entre 130 et 160 kHz, et le mode L-O aux fréquences supérieures. Bien que formellement l'approximation onde plane ne soit pas valide, les valeurs de θ indiquées sur le troisième panneau sont correctes (Lefeuvre et al., 1986). Elles ont été vérifiées par une analyse plus complète conduisant à la détermination de fonctions de distribution des ondes (Lefeuvre et al., 1981). Il en ressort que les émissions AKR de mode R-X, et sans doute celles dans le mode L-O (le faible rapport signal/bruit et la proximité d'interférences obligent à émettre quelques réserves), se propagent avec des vecteurs d'ondes faisant des angles relativement faibles ($30^\circ - 40^\circ$) avec la direction du champ magnétique terrestre. Le quatrième panneau montre que les directions de normales d'ondes sont pratiquement contenues dans le plan méridien magnétique et orientées vers les hautes latitudes. Finalement, en considérant aussi bien l'aspect des spectrogrammes que les directions de propagation estimées, le modèle de propagation qui ressort pour l'AKR est celui d'une fente de diffraction (Born et Wolf, 1980). Les ondes de plus basses fréquences, observées près de la région de confinement, c'est-à-dire relativement près de la source, ont une propagation de type Fresnel. Les ondes de plus hautes fréquences, observées loin de la zone de confinement, ont une propagation de type Fraunhofer. Un tel modèle va dans le sens du modèle de filamentation de Louarn et Le Quéau (1996a, 1996b) : propagation de l'énergie électromagnétique dans la région source, puis conversion de mode à la traversée de la frontière supérieure de la source.

L'expérience Polrad est complémentaire de Memo car elle produit des mesures globales de l'AKR sur de longs intervalles de temps et jusqu'à des fréquences très élevées. Elle est constituée d'un récepteur superhétérodyne associé à un ensemble de 3 antennes électriques, et qui peut être également connecté à trois antennes magnétiques. Sa bande passante est de 4 kHz et la fréquence d'accord peut balayer, par sauts de 4 kHz, le domaine de 4 kHz à 2 MHz. 9 combinaisons des signaux issus des antennes électriques, avec ou sans déphasage de 90° , permettent de déterminer la polarisation des ondes reçues.

Les observations de Polrad ont fait apparaître une variété de structures spectrales beaucoup plus riche que les observations des précédentes missions, tant dans les

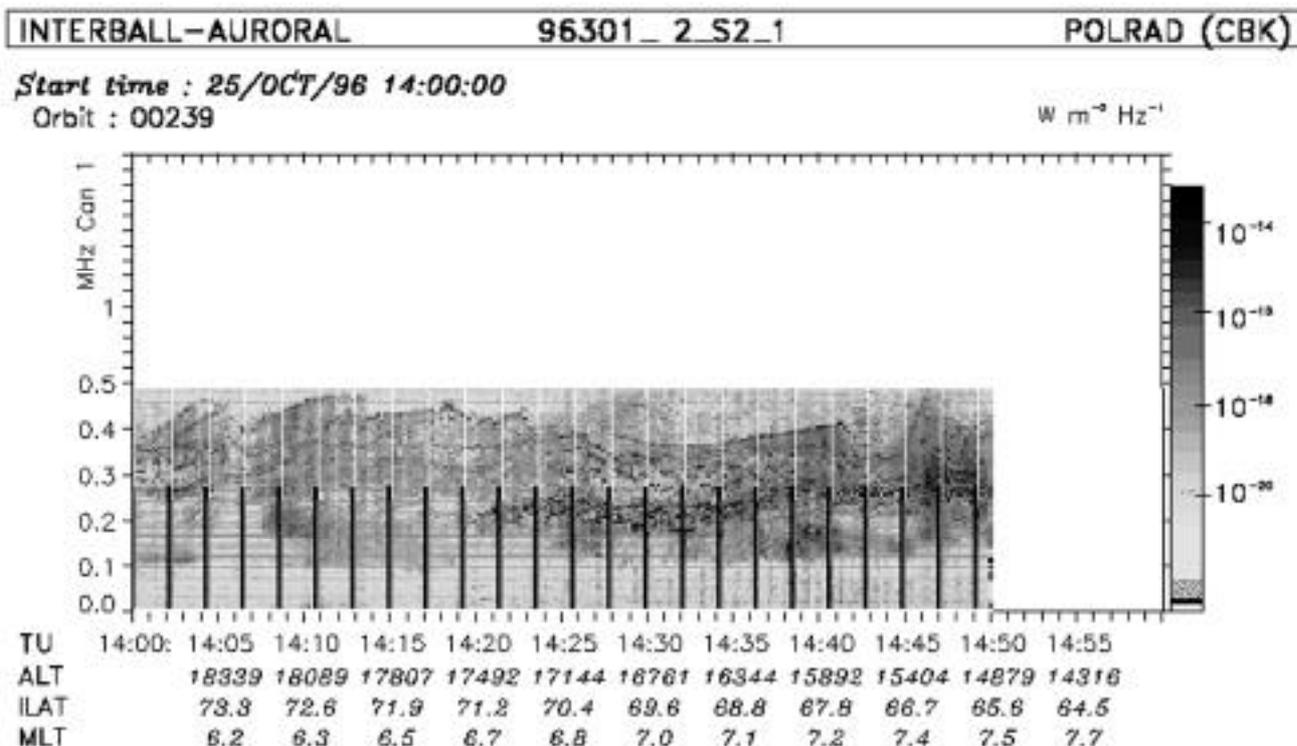


Fig. 11 : Spectrogramme temps-fréquence montrant des émissions d'AKR présentant une coupure supérieure abrupte avec une intensification entre 14:30 et 14:42 TU. Les stries verticales régulières blanches et noires sont d'origine artificielle.

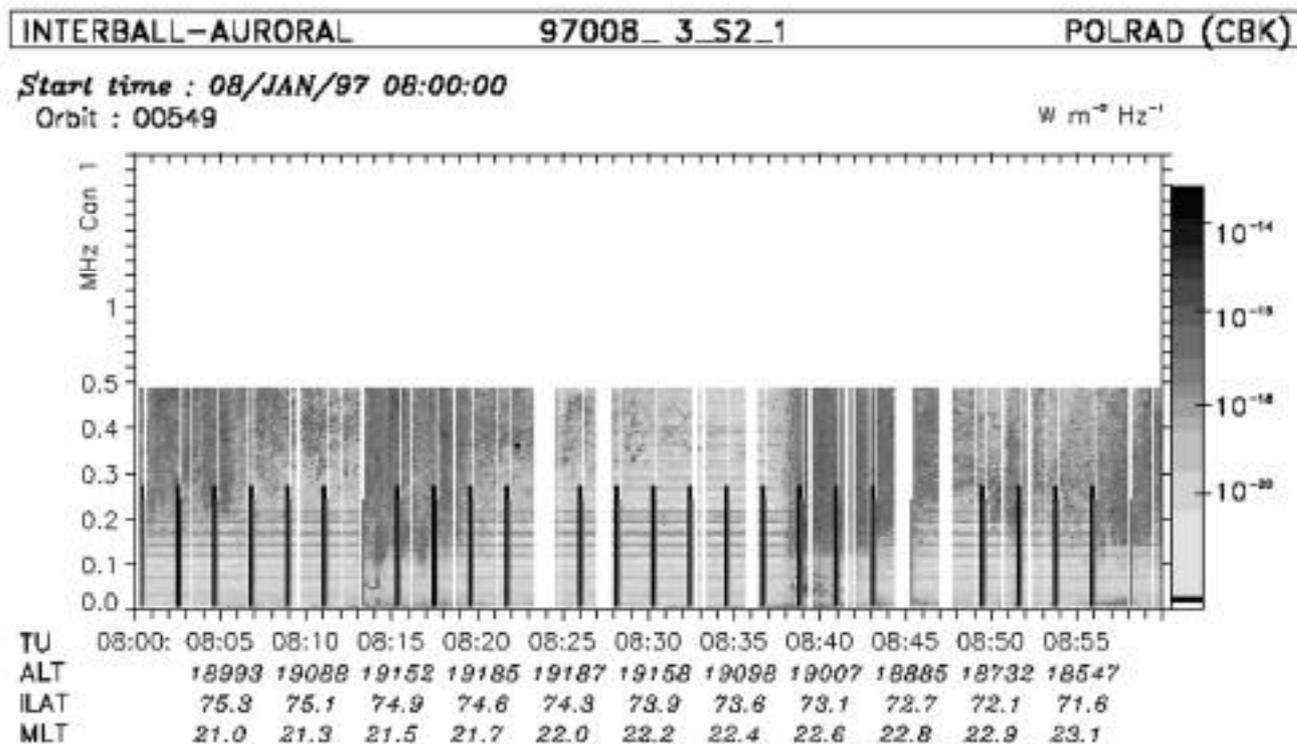


Fig. 12 : Deux exemples de sursauts du Rayonnement Kilométrique Auroral à 08:13 UT et 08:38 UT. Le format de la figure est identique à celui de la Figure 11. Les larges stries verticales blanches sont des trous de données.

structures fines des émissions que dans les caractéristiques de leurs coupures supérieure et inférieure. Une des caractéristiques les plus remarquables est l'observation de coupures supérieures extrêmement abruptes : plus de 15 dB sur 4 kHz. Elles correspondent à des ondes émises aux plus basses altitudes des régions sources. Outre la raideur de la coupure, deux caractéristiques remarquables sont la faible variation en fréquence (15 % seulement pendant plus de 10 minutes) et un renforcement de l'intensité sur le bord ("crêtes" d'intensité). Ces signatures sont visibles sur la **Figure 11**, particulièrement entre 14:30 et 14:42 TU, où apparaît une coupure supérieure très abrupte dont la fréquence varie régulièrement entre 370 et 430 kHz. Un examen attentif fait apparaître un renforcement de l'intensité sur la ligne de coupure. Deux interprétations sont possibles. En premier lieu, il peut s'agir d'émissions limitées à une bande d'altitudes de 30 km environ au bas des régions sources, avec une grande extension en longitude. Le caractère abrupt de la fréquence de coupure peut alors être attribué à une brusque variation verticale des conditions locales de production du rayonnement (fort gradient vertical de densité, ou épuisement de la source d'énergie libre des électrons précipitants qui ont peu à peu transféré cette énergie aux ondes aux altitudes supérieures). En second lieu, les crêtes peuvent être attribuées à un phénomène de caustique : les ondes quittent les régions sources dans des conditions très précises d'orientation de leurs normales d'ondes. Les sources étant très localisées transversalement au champ magnétique, l'enveloppe des rayons émis est une surface bien définie le long de laquelle l'énergie électromagnétique se concentre. Ce sont les traversées de telles surfaces qui seraient observées par le satellite. Dans ce cas, les conditions de propagation à l'émission doivent être extrêmement précises et homogènes sur toute la région d'émission (Hanasz et al., 1998).

Un autre type d'observations est en cours d'interprétation. Il s'agit de l'observation fréquente de sursauts d'AKR qui présentent une apparition soudaine et simultanée, ou avec une très faible dispersion, sur un grand domaine de fréquences. Le domaine de fréquences s'étend de 30 kHz environ jusqu'à 800 kHz, correspondant à une gamme d'altitudes de 1 500 km à 11 000 km au moins. Le temps de montée depuis le bruit de fond jusqu'à l'intensité maximale (2 à 3 ordres de grandeurs) est très bref, inférieur à 2 minutes, et suivi d'une décroissance pratiquement exponentielle sur une dizaine de minutes. La **Figure 12** présente deux exemples, respectivement à 08:13 TU et 08:38 TU. Ces sursauts sont très corrélés au déclenchement de sous orages, avec l'apparition de structures en spirales, semble-t-il, sur les formes aurorales observées dans le domaine ultraviolet par le satellite Polar. Deux questions sont posées et font actuellement l'objet d'une publication en préparation : comment le rayonnement peut-il être produit simultanément

sur une telle longueur de ligne de force ? Quel est le mécanisme de relaxation ? L'activation quasi simultanée d'une large gamme d'altitudes évoque une structure modale le long d'une ligne de champ et un processus de résonance. Il a été montré que l'évolution non linéaire de résonances de lignes de champ pouvait conduire à la formation de structures en vortex (Samson et al. 1996) ; cependant le caractère impulsif des observations et la décroissance exponentielle qui suit l'excitation ne concordent pas avec une interprétation de ce type.

CONCLUSION

Les résultats présentés témoignent de la contribution originale apportée par le projet Interball à la compréhension de la magnétosphère terrestre. Le travail scientifique sur les données des différentes expériences va se poursuivre dans les années qui viennent. L'affinement de la calibration des instruments permettra une analyse plus quantitative des données. Le très grand volume de données obtenu, correspondant à un fonctionnement quasi ininterrompu de plus de trois ans pour Interball-1 et plus de deux ans pour Interball-2, sera systématiquement analysé pour identifier les différentes classes d'événements. Ce travail s'effectuera dans la mesure du possible en considérant les données de l'ensemble des expériences à bord, mesurant aussi bien les ondes que les particules, condition le plus souvent nécessaire pour aboutir à une véritable interprétation des phénomènes observés. Les données Interball seront également confrontées à celles obtenues par d'autres instruments dans le cadre du programme ISTP, satellites (Polar, Fast, Geotail, etc.) ou instruments au sol (radars, magnétomètres, caméras plein ciel, etc.), afin d'aboutir à une compréhension globale des processus étudiés. Un aspect original du projet Interball consistera en l'analyse conjointe des données obtenues par ses 4 satellites. Toute proportion gardée, Interball préfigure un peu ce que sera le projet Cluster, consistant en une flottille de 4 satellites identiques qui sera lancée par l'Agence Spatiale Européenne en 2001 avec pour objectif l'étude des régions frontières à l'intérieur de la magnétosphère.

REMERCIEMENTS

Le projet Interball a été financé par l'agence spatiale russe (RKA). La réalisation des instruments français a été financée par le Centre National d'Etudes Spatiales (CNES). Les auteurs remercient tous ceux qui, en particulier en Russie, en Tchéquie et en France, ont permis l'aboutissement du projet. Les données de la caméra ultraviolet Uvi sur le satellite Polar ont été gracieusement fournies par G. Parks.

RÉFÉRENCES

- Bahnsen, A., B. M. Pedersen, M. Jespersen, E. Ungstrup, L. Eliasson, J. S. Murphree, R. D. Elphinstone, B. Blomberg, G. Holmgren, and L. J. Zanetti, Viking observations at the source region of auroral kilometric radiation, *J. Geophys. Res.*, 94, 6643, 1989.
- Benediktov, E. A., G. G. Getmansev, Y. A. Sozonoy, and A. F. Tarasov, Preliminary results of measurements of the intensity of distributed extraterrestrial radio-frequency emission at 725 and 1525 kHz by the satellite Electron-2, *Kosm. Issled.*, 3, 614, 1965 (*Cosmic Res., Engl. transl.*, 3, 492, 1968).
- Born, M., and E. Wolf, *Principle of optics, electromagnetic theory of propagation, interferences and diffraction of light*, Sixth ed., Pergamon Press, 1980.
- Carlson, C. W., R. F. Pfaff, and J. G. Watzin, The Fast Auroral Snapshot (FAST) mission, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 2013, 1998.
- de Féraudy, H., B. M. Pedersen, A. Bahnsen, and M. Jespersen, Viking observations of auroral kilometric radiation from the plasmasphere to night auroral oval source regions, *Geophys. Res. Lett.*, 14, 511, 1987.
- Dubinin, E. M., A. S. Volokitin, P. L. Israelevich, and N. S. Nikolaeva, Auroral electromagnetic disturbances at altitudes of 900 km: Alfvén wave turbulence, *Planet. Space Sci.*, 36, 949, 1988.
- Dubouloz, N., J.-J. Berthelier, M. Malingre, L. Girard, Y. Galperin, J. Covinhes, D. Chugunin, M. Godefroy, G. Gogly, C. Guérin, J.-M. Illiano, P. Kossa, F. Leblanc, F. Legoff, T. Mularchik, J. Paris, W. Stzepourginski, F. Vivat, and L. Zinin, Thermal ion measurements on board Interball Auroral Probe by the Hyperboloid experiment, *Ann. Geophys.*, 16, 1070, 1998a.
- Dubouloz, N., D. Delcourt, M. Malingre, J.-J. Berthelier, and D. Chugunin, Remote analysis of cleft ion acceleration using thermal plasma measurements from Interball Auroral Probe, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 2925, 1998b.
- Goertz, C. K., Electron acceleration via kinetic Alfvén waves, in "Comparative Study of Magnetospheric Systems", Ed. Cepadeus, p. 357, 1986.
- Gustafsson, G., M. André, L. Matson, and H. Koskinen, On waves below the local proton gyrofrequency in auroral acceleration regions, *J. Geophys. Res.*, 95, 5889, 1990.
- Hanasz, J., R. Schreiber, H. de Féraudy, M. M. Mogilevsky, and T. Romantsova, Observations of the upper frequency cutoffs of the auroral kilometric radiation, *Ann. Geophys.*, 16, 1097, 1998.
- Hasegawa, A., and C. Uberoi, The Alfvén wave, DOE Critical Review Series, DOE/TIC-1197, 1982.
- Lefevre, F., M. Parrot, and C. Delannoy, Wave distribution functions estimation of VLF electromagnetic waves observed on board GEOS 1, *J. Geophys. Res.*, 86, 2359, 1981.
- Lefevre, F., Y. Marouan, M. Parrot, and J. L. Rauch, Rapid determination of the sense of polarization and the sense of propagation for random electromagnetic fields, Applications to GEOS 1 and AUREOL 3 data, *Ann. Geophys.*, 6, 457, 1986. [Correction, *Ann. Geophys.*, 5, 252, 1987].
- Lefevre, F., M. Parrot, J. L. Rauch, B. Poirier, A. Masson, and M. Mogilevsky, Preliminary results from the Memo multicomponent measurement of waves observed on-board Interball2, *Ann. Geophys.*, 16, 1117, 1998.
- Lockwood, M., M. O. Chandler, J. L. Horwitz, J. H. Waite, Jr., T. E. Moore, and C. R. Chappell, The cleft ion fountain, *J. Geophys. Res.*, 90, 9736, 1985.
- Louarn, P., and D. Le Quéau, Generation of the Auroral Kilometric Radiation in plasma cavities: - I. Experimental study, *Planet. Space Sci.*, 44, 199, 1996a.
- Louarn, P., and D. Le Quéau, Generation of the Auroral Kilometric Radiation in plasma cavities: - II. The cyclotron maser instability in small scale sources, *Planet. Space Sci.*, 44, 211, 1996b.
- Louarn, P., A. Roux, H. de Féraudy, D. Le Quéau, M. André, and L. Matson, Trapped electrons as a free energy source for the auroral kilometric radiation, *J. Geophys. Res.*, 95, 5983, 1990.
- Louarn, P., J. E. Wahlund, T. Chust, H. de Féraudy, A. Roux, B. Holback, P. O. Dovner, A. I. Eriksson, and G. Holmgren, Observation of kinetic Alfvén waves by the FREJA spacecraft, *Geophys. Res. Lett.*, 21, 1847, 1994.
- Perraut, S., O. Le Contel, A. Roux, R. Pellat, A. Pedersen, and A. Korth, Evidence for a substorm trigger, in Proceedings of the 4th International Conference on 'Substorms-4, ICS4', Lake Hamana, Japan, March 09-13, 1998, p. 349-354, 1998a.
- Perraut, S., A. Roux, F. Darrouzet, C. de Villedary, M. Mogilevsky, and F. Lefevre, ULF wave measurements onboard the Interball auroral probe, *Ann. Geophys.*, 16, 1105, 1998b.
- Pottelette, R., R. A. Treumann, and N. Dubouloz, Generation of auroral kilometric radiation in upper hybrid wave-lower hybrid soliton interaction, *J. Geophys. Res.*, 97, 12029, 1992.
- Samson, J. C., L. L. Cogger, and Q. Pao, Observations of field line resonances, auroral arcs and auroral vortex structures, *J. Geophys. Res.*, 101, 17373, 1996.
- Sauvaud, J. A., P. Koperski, T. Beutier, H. Barthe, C. Aoustin, J. J. Thocaven, J. Rouzaud, O. Vaisberg, and N. Borodkova, The electron experiment onboard Interball-tail, initial results on the low latitude boundary layer of the dawn magnetosphere, *Ann. Geophys.*, 15, 587, 1997.
- Sauvaud, J. A., H. Barthe, C. Aoustin, J. J. Thocaven, J. Rouzaud, E. Penou, D. Popescu, R. A. Kovrazhkin, and K. G. Afanasiev, The ion experiment on-board the Interball-Aurora satellite: initial results on velocity-dispersed structures in the cleft and inside the auroral oval, *Ann. Geophys.*, 16, 1056, 1998.
- Temerin M., and R. Lysak, Electromagnetic ion cyclotron mode (ELF) waves generated by auroral electron precipitation, *J. Geophys. Res.*, 89, 2489, 1984.
- Wu, C. S., and L. C. Lee, A theory of the terrestrial kilometric radiation, *Astrophys. J.*, 230, 621, 1979.
- Zelenyi, L., and J.-A. Sauvaud, Interball-1: First scientific results, *Ann. Geophys.*, 15, 511, 1997.
- Zelenyi, L., and J.-A. Sauvaud, Interball-2: First scientific results, *Ann. Geophys.*, 16, 1043, 1998.

OBSERVATION DE LA STRATOSPHERE PAR SATELLITE

OBSERVATION OF THE STRATOSPHERE FROM SATELLITE

A. HAUCHECORNE¹, J.-L. BERTAUX¹, C. DENIEL¹, C. CAMY-PEYRET², J. DE LA NOE³.

¹Service d'Aéronomie, BP 3, 91371 Verrières-le-Buisson Cedex, France

²Laboratoire de Physique Moléculaire et Atomique, Université Pierre et Marie Curie, Boîte 76, 4 Place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05, France

³Observatoire de Bordeaux, BP 89, 33270 Floirac, France

ABSTRACT

The stratosphere has been intensively studied during the last 15 years in order to understand the mechanisms of depletion of the ozone layer. This study is based upon complementary observations made using ground-based stations, balloon soundings and satellite experiments. Ground-based observations allow to follow the evolution of atmospheric parameters over long time intervals but are limited to a small number of geographical locations. Balloon soundings provide vertical profiles with a high vertical resolution but the number of profiles is limited by the cost of operation. Satellite observations allow a global coverage but with a relatively poor horizontal and vertical resolution. They need also to be validated using co-located measurements made from ground stations or balloon soundings. The goal of this paper is to present the French contribution to the study of the stratosphere using satellites. Several aspects are presented, including the validation of satellite sensors using balloons measurements, the use of satellite results to address geophysical problems and the development of algorithms for the processing of satellite data.

In the second section of the paper, the balloon validation campaign of ILAS experiment is presented. ILAS (Improved Limb Atmospheric Spectrometer) was an infrared spectrometer working in solar occultation mode on board the Japanese satellite ADEOS (Advanced Earth Observing Satellite) launched in August 1996. It provided vertical profiles in polar regions of several atmospheric constituents (O_3 , HNO_3 , N_2O , NO_2 , CH_4 , H_2O ...) as well as temperature and aerosols. The Centre National d'Etudes Spatiales (CNES) organised a balloon campaign in February-March 1997 at Kiruna (Sweden) for the validation of ILAS measurements. 17 scientific flights have been performed, among them 10 were under French responsibility. Most of the species measured by ILAS were validated during the campaign and helped to improve the processing of ILAS data.

The third section presents POAM II and III experiments (Polar Ozone and Aerosol Measurements). These instruments measure the flux of the sun occulted by the atmosphere in 9 spectral bands from the UV to the near infrared. They provide vertical profiles of O_3 , NO_2 , H_2O , temperature and aerosols in

polar regions. In the first part of the section, the validation of ozone profiles using regular ozone-sondes in several North hemisphere stations is presented. A negative bias of POAM II profiles up to 7 % at 21-24 km is found in the lower stratosphere. This bias is in agreement with estimations made by comparison with other satellite data. In the second part of the section, a study of the ozone depletion in the Arctic vortex during winters 1994-95 and 1995-96 is made. The temporal evolution of stratospheric ozone measured by POAM II is compared to simulations made using the chemistry-transport-model REPROBUS. This study indicates a depletion of up to 50 % around 17 km during both winters.

The third section gives the description of a new small satellite Odin to be launched in late 1999. It is built in co-operation between Sweden, France, Finland and Canada. It includes 2 instruments, a sub-mm radiometer SMR and a UV-visible spectrometer OSIRIS. The use of the satellite will be shared between astronomy and aeronomy. In the aeronomy mode, both instruments will observe the atmospheric limb and will provide vertical profiles over the globe of several atmospheric constituents important for the ozone chemistry in the stratosphere and mesosphere (O_3 , ClO , NO_2 , N_2O , H_2O , HNO_3 ...). The main scientific objectives are, the stratospheric chemistry in particular in polar regions where the ozone depletion occurs, the modelling of the stratosphere and the dynamics of the middle atmosphere. France is involved in the development of several sub-systems, in the data processing for SMR, and in the scientific exploitation of both instruments.

The last section presents the French contribution to the GOMOS (Global Ozone Monitoring by Occultation of stars) instrument on board the European platform ENVISAT to be launched in 2000. GOMOS will measure the UV, visible and near-infrared spectrum of stars occulted by the atmosphere. It will provide vertical profiles over the globe of O_3 , NO_3 , NO_2 , H_2O , temperature and aerosols in the stratosphere and the mesosphere. The French contribution includes a very original use of star scintillations due to atmospheric refraction for the restitution of stratospheric temperature profiles with high vertical resolution. It includes also the use of GOMOS data for assimilation in a 3-D dynamics-chemistry model using the optimal

interpolation technique. GOMS data are assimilated in the model at the time of measurement, taking into account in an optimal way the estimation of error bars of measurements and model predictions. This will allow to produce high-quality 3D fields of ozone and other species to be used for variability and trends studies and for short term forecast of the ozone field.

1. INTRODUCTION

L'étude de la stratosphère s'est particulièrement développée au cours des 15 dernières années dans le but de comprendre les causes de la diminution de la couche d'ozone qui nous protège du rayonnement ultra-violet solaire. Cette étude s'appuie sur une approche complémentaire entre les observations locales depuis des stations au sol et in-situ, les observations globales par satellite et les modèles. Les observations depuis le sol permettent de suivre l'évolution des paramètres atmosphériques sur de longues périodes. Par contre elles sont limitées à un petit nombre de sites géographiques. Les sondages en ballons fournissent des profils ayant une très bonne résolution verticale mais sont limités en nombre du fait de leur coût de mise en œuvre. Les observations depuis l'espace permettent une couverture globale grâce au déplacement rapide du satellite. Les mesures au limbe ou en occultation permettent de plus d'obtenir des profils ayant une bonne résolution verticale (1-3 km). Par contre, ces observations sont limitées en durée par la durée de vie du satellite. D'autre part, il est en général nécessaire de les valider à l'aide de mesures co-localisées effectuées depuis le sol ou in-situ en ballon.

Le but de cet article est d'illustrer la contribution française à l'étude de la stratosphère à l'aide d'expériences satellitaires. L'implication des équipes françaises dans ce type d'expérience s'est tout d'abord développée par une participation au satellite UARS (Upper Atmospheric Research Satellite) lancé par la NASA en septembre 1991 et toujours en vol début 1999 avec des performances cependant très réduites. Cette participation comprenait d'une part l'expérience franco-canadienne WINDII pour la mesure du vent dans la mésosphère et la thermosphère et d'autre part la validation des différentes expériences d'UARS à l'aide des mesures du réseau de stations au sol du NDSC (Network for the Detection of Stratospheric Changes (Keckhut et al., 1999)) et des mesures en ballons stratosphériques. Cette contribution a été décrite dans le dernier rapport quadriennal du CNFGG (Thuillier et al., 1995).

A la suite d'UARS, la participation française aux expériences satellitaires d'observation de la stratosphère s'est développée et a pris plusieurs formes. Il existe en effet différentes étapes dans un projet spatial destiné à l'étude de l'atmosphère qui vont de la définition de l'instrument à l'exploitation des données pour des études

géophysiques en passant par la réalisation de l'instrument, le développement des algorithmes de traitement et la validation des mesures à l'aide d'observations depuis le sol ou in-situ en ballon. Suivant le contexte de réalisation des projets, la participation française peut prendre des formes variées que nous illustrons dans la suite de cet article par des exemples concrets. Dans la deuxième partie nous présentons la campagne ballon de validation de l'expérience d'occultation solaire ILAS à bord du satellite japonais ADEOS. Cette campagne a été organisée par le CNES en février-mars 1997 à Kiruna. La troisième partie décrit la validation des profils d'ozone fournis par l'expérience américaine d'occultation solaire POAM II à bord de Spot 3 ainsi que l'exploitation de ces profils pour l'estimation de la destruction de l'ozone dans le vortex polaire Arctique. La quatrième partie concerne la participation française à la réalisation de l'instrument sub-millimétrique SMR à bord du satellite suédois ODIN qui doit être lancé au cours de l'année 1999 ainsi que la description des objectifs scientifiques des équipes française impliquées dans ODIN. Enfin la cinquième partie décrit l'instrument d'occultation stellaire GOMOS à bord de la plate-forme européenne ENVISAT dont le lancement est prévu en 2000 ainsi que les algorithmes de traitement et l'approche suivie pour assimiler les données que produira GOMOS dans un modèle de chimie-transport.

2. LA CAMPAGNE BALLON DE VALIDATION D'ILAS

L'instrument ILAS (Improved Limb Atmospheric Spectrometer) fait partie de la charge utile de la plate-forme japonaise ADEOS (Advanced Earth Observing Satellite) lancée le 17 août 1996. L'équipe scientifique du NIES (National Institute for Environmental Studies, Tsukuba, Japon), en charge de l'instrument et du traitement des données, avait, longtemps avant le lancement d'ADEOS, réalisé l'importance de la validation des données acquises depuis l'espace par un instrument, innovant certes, mais dont aucun équivalent n'avait fait ses preuves auparavant. L'instrument ILAS (Sasano et al., 1999) utilise le soleil comme source dans le mode d'occultation solaire et combine un spectromètre infrarouge à réseau fixe associé à une barrette de 44 éléments pyroélectriques couvrant la région 850-1610 cm^{-1} (6,21-11,77 μm) avec un spectromètre visible à réseau fixe associé à une barrette de 1024 photodiodes couvrant la région 753-784 nm. Le premier spectromètre permet de restituer les profils verticaux de concentration des constituants atmosphériques absorbant dans l'infrarouge moyen (O_3 , HNO_3 , N_2O , NO_2 , CH_4 , H_2O , ...) alors que le second permet la détermination de l'altitude tangente visée et des profils de température et de densité atmosphérique en utilisant la bande A d'absorption de l'oxygène moléculaire vers 765 nm ainsi que le profil d'extinction des aérosols au voisinage de cette longueur d'onde ($\lambda = 780 \text{ nm}$).

N°	Date dd/mm/yy	Nom de la nacelle	Niveau du plafond	Profil de vol	Responsable	Expérience	Objectifs
1	09/02/97 07:30 UT	RADIBAL	33 hPa	F= 15 min D= 25 min	C. Brogniez	RADIBAL	aérosol
5	14/02/97 12:11 UT	LPMA-1	9 hPa	F= 48 min	C. Camy-Peyret K. Pfeilsticker	LPMA DOAS	CH ₄ , N ₂ O, NO ₂ , O ₃ H ₂ O, HCl, HF, ... NO ₂ , O ₃ , BrO, ...
6	14/02/97 19:40 UT	ELHYSA	12 hPa	F= 15 min D= 30 min	J. Ovarlez	ELHYSA Compteur optique	H ₂ O aérosol
8	24/02/97 12:45 UT	SAOZ-1	12 hPa	F= 42 min	J.P. Pommereau	SAOZ	NO ₂ , O ₃ , aérosol (BrO?)
10	26/02/97 12:50 UT	LPMA-2	7 hPa	F= 76 min	C. Camy-Peyret P. Fogal	LPMA CAESR	CH ₄ , N ₂ O, NO ₂ , O ₃ H ₂ O, HCl, HF, ... HNO ₃
11	26/02/97 18:58 UT	AMON	6 hPa	F= 93 min	J.B. Renard	AMON	NO ₂ , O ₃ , NO ₃ (OCIO, OBrO) aérosol
12	28/02/97 13:45 UT	SAOZ-2	11 hPa	F= 50 min	J.P. Pommereau F. Danis	SAOZ DESCARTES	NO ₂ , O ₃ , aérosol CFC-11
[Interruption du 2 mars to 10 mars]							
14	18/03/97 14:45 UT	SAOZ-3	10 hPa	F= 72 min	J.P. Pommereau	SAOZ	NO ₂ , O ₃ , aérosol
15	20/03/97 15:00 UT	SAOZ-4	11 hPa	F= 53 min	J.P. Pommereau	SAOZ	NO ₂ , O ₃ , aérosol BrO, OCIO
16	21/03/97 14:32 UT	LPMA-3	6 hPa	F= 47 min	C. Camy-Peyret P. Fogal	LPMA CAESR	ILAS O ₂ bande A H ₂ O, ... HNO ₃

Table n° 1 : Liste des vols des nacelles françaises impliquées dans la campagne ballon de validation d'ILAS. F= durée au plafond, D = durée en descente lente.

Sous l'impulsion du Science Team d'ILAS (qui comprenait des scientifiques ayant déjà eu l'occasion de mettre en œuvre des instruments embarqués sous ballon pour l'étude de la physico-chimie atmosphérique), il a été décidé d'organiser une campagne de validation à partir de la base d'ESRANGE (près de Kiruna en Suède ; 68 N, 21 E). Ce site est bien adapté à l'orbite polaire d'ADEOS et au mode d'observation d'ILAS qui réalise des occultations (lever et coucher de soleil) dans les zones de hautes latitudes (nord et sud).

Une discussion et des négociations entre les scientifiques concernés, le CNES et les agences japonaises EA (Environmental Agency) et NASDA (National Space Development Agency of Japan) a conduit à définir les objectifs (Kanzawa et al., 1995), les modalités et le financement de la campagne qui réunissait des expérimentateurs français et japonais auxquels se sont joints des expérimentateurs européens et américains.

La campagne s'est déroulée avec succès (Kanzawa et al., 1997) du 1^{er} février au 25 mars 1997 et a conduit au lancement par le CNES de 18 ballons stratosphériques (1 vol technologique, 17 vols scientifiques) auxquels s'ajoutent 2 vols de montgolfière infrarouge (MIR). L'information sur les 10 vols de nacelles scientifiques à investigateur principal français apparaît dans la **Table n°1**. L'instrumentation embarquée visait à réaliser la

détermination de la distribution verticale de constituants atmosphériques par techniques de mesure in situ (H₂O par hygromètre à point de givre et compteur optique de la distribution en taille des aérosols, expérience ELHYSA, (Ovarlez et Ovarlez, 1994) et par des techniques de mesure à distance par spectrométrie infrarouge comme LPMA (Camy-Peyret et al., 1995) en occultation solaire et par spectrométrie UV-visible comme SAOZ (Pommereau et Piquard, 1994) en occultation solaire au crépuscule ou comme AMON (Renard et al. 1995) en occultation stellaire de nuit ainsi que des mesures à distance de la distribution verticale des aérosols par spectropolarimétrie avec RADIBAL (Brogniez et al., 1996).

Les résultats de la campagne de validation ont été discutés à 2 reprises lors d'ateliers et ont déjà conduit à des premiers résultats publiés (Camy-Peyret et al., 1997a ; 1997b ; Schneider et al., 1997 ; Payan et al., 1998). A titre d'exemple des synergies mutuelles entre différentes techniques de mesure pour la détermination du profil vertical de NO₂, la **Figure n°1** présente une comparaison entre les profils déterminés par les expériences ballon LPMA (au coucher de soleil) et AMON (au début de la nuit le même jour) et les profils obtenus depuis l'espace par l'instrument ILAS. Les profils de NO₂ sont en bon accord au dessus de 21 km, mais la campagne de validation a permis de diagnostiquer un problème dans les

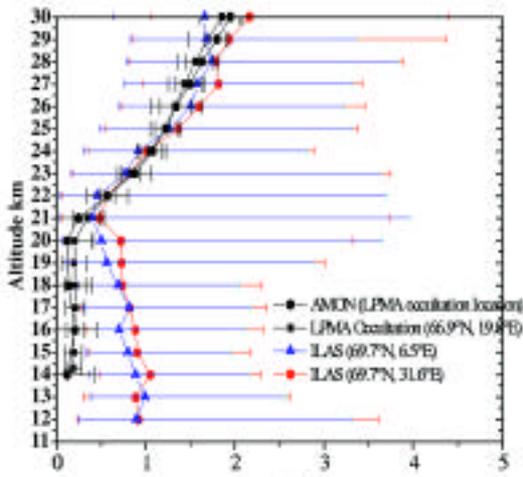


Fig. n° 1 : Comparaison du profil ILAS du 26 février 1997 encadrant les mesures de NO₂ du LPMA et d'AMON réalisées le même jour lors de la campagne de validation.

mesures ILAS dans la basse stratosphère (dû à la prise en compte incomplète de la dépendance spectrale de l'extinction par les aérosols).

Les déterminations de la distribution d'aérosols par RADIBAL, de vapeur d'eau par ELHYSaet de O₃ et NO₂ par SAOZ ont fourni de la même manière des mesures ballon indépendantes qui ont permis de montrer la qualité, mais aussi certaines incohérences des profils déterminés par ILAS qui pourront être corrigées par des améliorations des algorithmes d'inversion utilisés par l'équipe en charge du traitement des données correspondantes.

2.1. Présentation des expériences POAM II et III.

L'expérience POAM II (Polar Ozone and Aerosol Measurements) II est destinée à la mesure par occultation solaire de l'extinction atmosphérique à partir d'un satellite SPOT 3 (Satellite Pour l'Observation de la Terre). Elle a été développée par le N.R.L. (Naval Research Laboratory), Washington D.C, Etats-Unis (Glaccum et al., 1996). Il s'agit d'une expérience de photométrie permettant la mesure de l'atténuation du flux solaire dans 9 bandes spectrales (de 350 à 1 060 nm). Les constituants dont les profils verticaux sont ainsi mesurés, au dessus de 10 km d'altitude et jusqu'à 60 km sont l'ozone, la vapeur d'eau, le dioxyde d'azote, l'oxygène et les aérosols. La résolution verticale des profils restitués est de 1 km. Le satellite SPOT 3 étant placé en orbite polaire héliosynchrone, les régions observées sont situées à haute latitude. L'expérience permet ainsi d'observer les variations saisonnières de l'ozone au dessus des régions polaires (morphologie des "trous") et de mieux caractériser les nuages stratosphériques à ces latitudes (PSC). L'expérience POAM II a fonctionné de septembre 1993 à novembre 1996.

Le 23 mars 1998, une autre expérience POAM III a été lancé à bord du satellite SPOT 4 et fournit depuis

avril 1998 14 profils par jour. L'instrument, une version optimisée de POAM II, consiste à mesurer la distribution verticale de plusieurs espèces jouant un rôle majeur dans l'équilibre de la stratosphère.

La participation française aux expériences POAM II et III résulte d'un accord scientifique entre le N.R.L et le Service d'Aéronomie ainsi que le L.O.A. (Laboratoire d'Optique Atmosphérique), sous l'égide du C.N.E.S. (Centre National d'Etudes Spatiales). Partie prenante des "Science Team POAM II et III", les scientifiques français ont été associés aux différentes étapes de ce projet : algorithmes, validation, exploitation scientifique.

2.2. Validation

Les profils d'ozone ont été validés par comparaison avec des ozonosondages en coïncidence au dessus de l'hémisphère nord, entre septembre 1993 et mars 1996 pour POAM II en collaboration avec les campagnes SESAME, et depuis avril 1998 pour POAM III dans le cadre de la campagne européenne THESEO.

L'étude de comparaison systématique des mesures d'ozone POAM II avec les sondes ECC lancées depuis 11 stations d'Europe du Nord entre décembre 1993 et mars 1996 (Table n°2 et Figure n°2), s'inscrit dans le cadre de la validation des mesures d'ozone POAM II (Deniel et al., 1997 ; Deniel 1997) au niveau français. Environ 500 coïncidences de mesures à moins de 1 000 km pour le même jour julien, ont pu être recensées. Les comparaisons individuelles des profils de concentration d'ozone indiquent que les mesures POAM II sont en mesure de détecter correctement des structures verticales de l'ordre de 1 km.

Les analyses statistiques ont permis d'estimer les biais relatifs entre POAM II et les sondes ECC. Ils sont négatifs pour toutes les altitudes étudiées (17-30 km), indiquant que POAM II sous-estime la quantité d'ozone par rapport aux sondages ECC.

Station	Latitude	Longitude	Nombre de coïncidences
Aberystwyth	52.70°N	-4.10°E	5
Bear Island	74.30°N	19.01°E	19
Gardermoen	60.11°N	11.04°E	55
Jokioinen	60.80°N	23.50°E	34
Keflavik	63.97°N	-22.60°E	48
Kiruna	67.89°N	21.08°E	16
Lerwick	60.13°N	-1.18°E	109
Ny Alesund	78.93°N	11.95°E	6
Scoresbysund	70.50°N	-22.00°E	88
Sodankyla	67.24°N	26.36°E	125
Thule	76.50°N	-68.80°E	3

Table n° 2 : Liste des stations de lancement des ozonosondages (par ordre alphabétique) utilisés dans la validation entre le 1^{er} décembre 1993 et le 31 mars 1996. Les mesures POAM II et ECC sont dites en coïncidences si elles sont effectuées le même jour Julien et séparées d'une distance inférieure à 1 000 km.

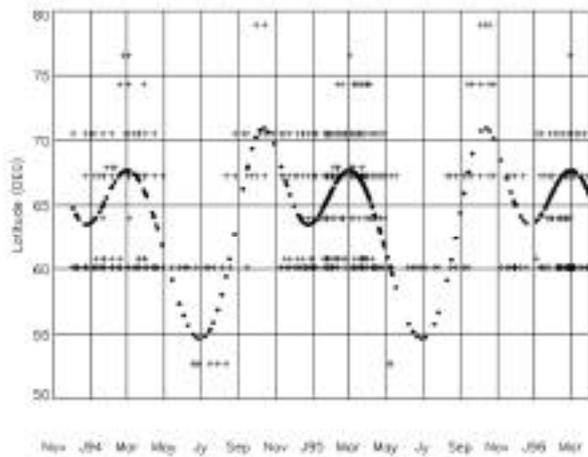


Fig. n° 2 : Variation temporelle de la latitude des occultations POAM II dans l'hémisphère nord (losanges) et des mesures corrélatives d'ozonosondes (croix).

Après correction des gradients méridiens d'ozone et de la variabilité annuelle de l'activité dynamique de la basse stratosphère arctique, l'estimation optimale des biais relatifs indique des valeurs inférieures à 5 %, sauf entre 21 et 24 km où on atteint 7.6 % (**Figure n°3**). Ces biais mesurés sont généralement proches des estimations provenant des analyses formelles d'erreurs de restitution des données POAM II.

Les mesures d'ozone dans la basse stratosphère sont difficiles à obtenir depuis des plates-formes satellitaires. Les difficultés proviennent essentiellement de la restitution d'altitude, de la contamination par les aérosols, et des faibles valeurs de concentration d'ozone.

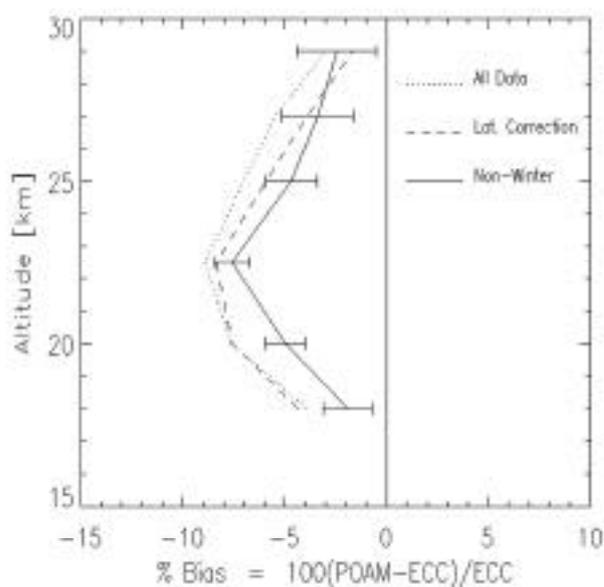


Fig. n° 3 : Biais relatifs des mesures de concentration d'ozone satellitaire de POAM II et in-situ des sondes ECC, pour toutes les coïncidences entre décembre 1993 et mars 1996 (en pointillés), après correction du gradient méridien d'ozone (en tirets), et pour les périodes "stables" seulement (ligne continue).

L'équipe américaine a pour sa part mené des études comparatives entre les profils d'ozone POAM II et d'autres données satellitaires (MLS, HALOE, SAGE II). Les résultats ont révélé des écarts également négatifs, situés globalement entre -5 à -7 % au dessus de 22 km d'altitude (Rusch et al., 1996). Les profils d'ozone mesurés par l'instrument POAM II peuvent donc être utilisés pour des études scientifiques. En effet, même si les études comparatives précédentes semblent montrer l'existence de biais, ceux ci restent compatibles avec les incertitudes instrumentales et de traitement, y compris pour la restitution d'altitude (Lumpe et al., 1997).

2.3. La destruction de l'ozone en Arctique

Un des objectifs principaux des études sur la stratosphère est de déterminer, comprendre et prévoir l'évolution de l'ozone en région polaire. Pour cela, une quantification de cette destruction aussi bien dans que hors du vortex polaire, hautement variable d'une année sur l'autre en Arctique est nécessaire. Cependant, sa mesure est difficile étant donné que le phénomène est plus faible et présente une plus grande variabilité qu'en Antarctique du fait des perturbations associées à la propagation des ondes planétaires de beaucoup plus grande amplitude que dans l'hémisphère sud.

Une quantification de la destruction d'ozone stratosphérique au cours de l'hiver Arctique 1994-95 qui fut particulièrement froid, est faite à partir des profils d'ozone POAM II et d'un modèle 3-D de chimie et transport REPROBUS (Lefèvre et al., 1994) utilisé dans un premier temps sans le module de chimie afin de d'éliminer la composante dynamique des variations d'ozone observées (Deniel et al., 1998). A la fin de l'hiver, la destruction cumulée à l'intérieur du vortex est maximum au niveau isentropique 435 K (17 km) atteignant 50 % (**Figure n°4**). Le suivi temporel montre que le taux de destruction le plus rapide se situe fin janvier, lorsque des records de basses températures sont atteints et que le vortex polaire est déplacé vers les moyennes latitudes. La distribution verticale indique une diminution en altitude du phénomène à l'intérieur du vortex au cours de l'hiver (en coïncidence avec la présence des PSC également observés par POAM II).

Dans une seconde étape, les simulations photochimiques du modèle tridimensionnel ont été comparées avec les estimations obtenues à partir des mesures POAM II. Ces études révèlent que le modèle reproduit correctement le déroulement temporel de la destruction d'ozone et les niveaux d'altitude concernés mais qu'il sous-estime l'amplitude et les taux journalier du phénomène.

Au cours de l'hiver Arctique 1995-96, une analyse similaire a été réalisée. Elle a révélé un pic de destruction à la fin de l'hiver de 53 % vers 470 K (**Figure n°4**) et de 39 % dans la colonne 380-700 K. En général, la destruction d'ozone observée par POAM II a été plus forte que

l'hiver précédent. Les température stratosphérique à l'intérieur du vortex ont également été plus froide que l'hiver 1994-95, permettant la formation de PSC de type II. De plus, les simulations photochimiques du modèle REPROBUS ont montré un meilleur accord avec l'amplitude de la destruction observée.

L'hiver Arctique 1998-99 est couvert par l'expérience satellitaire POAM III, qui vient compléter d'un point de vue spatial et temporel l'ensemble des mesures de la campagne THESEO. Des champs d'ozone reconstitués sur l'hémisphère nord à partir des mesures POAM III vont servir à l'initialisation au modèle 3D REPROBUS, qui fournira ensuite des simulations d'ozone passif et actifs associées aux observations (de façon indépendante de l'initialisation du modèle) tout au long de l'hiver. Le couplage modèle/données POAM permettra l'étude de la destruction d'ozone à l'intérieur et à l'extérieur du vortex polaire. Avec les mesures de NO₂, H₂O, température et aérosols associées, les mécanismes d'activation des chlores et des bromes par les PSC, de dénitrification et déshydratation du vortex Arctique et de l'interruption des cycles catalytiques de destruction d'ozone à la fin de l'hiver pourront également être analysés en détail. Quelles sont les caractéristiques du déroulement du trou

d'ozone Arctique par rapport au phénomène identique de l'hémisphère sud ?

Enfin, la résolution verticale des profils POAM de 1 km offre la possibilité de suivre l'échappement des masses d'air au travers de filaments et l'influence de la chimie vortex aux moyennes latitudes.

3. LE SATELLITE ODIN

3.1. Introduction

Odin est un projet de petit satellite initialement suédois, à coût faible et comportant un double objectif de recherche atmosphérique et astronomique. C'est en fait le troisième d'une série qui a commencé avec Viking suivi de Freja, deux satellites de recherche magnétosphérique. La France, la Finlande et le Canada ont rejoint la Suède pour mener ensemble le projet Odin à son terme. La participation française à Odin est basée sur l'impor-

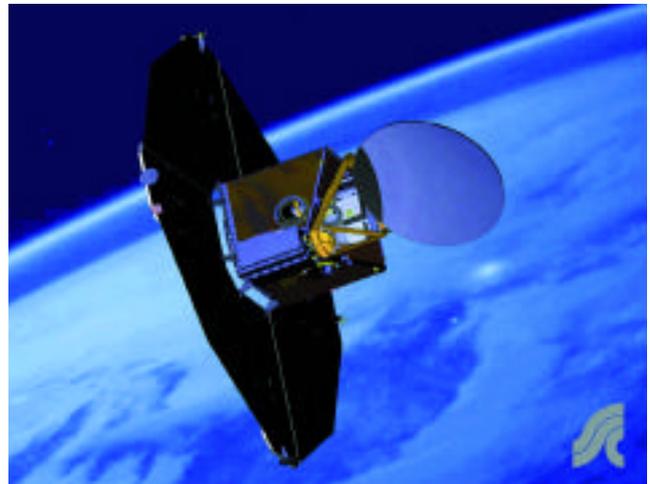


Fig. n° 5 : Vue générale du satellite Odin en position déployée dans l'espace.

VOIR CAHIER COULEUR

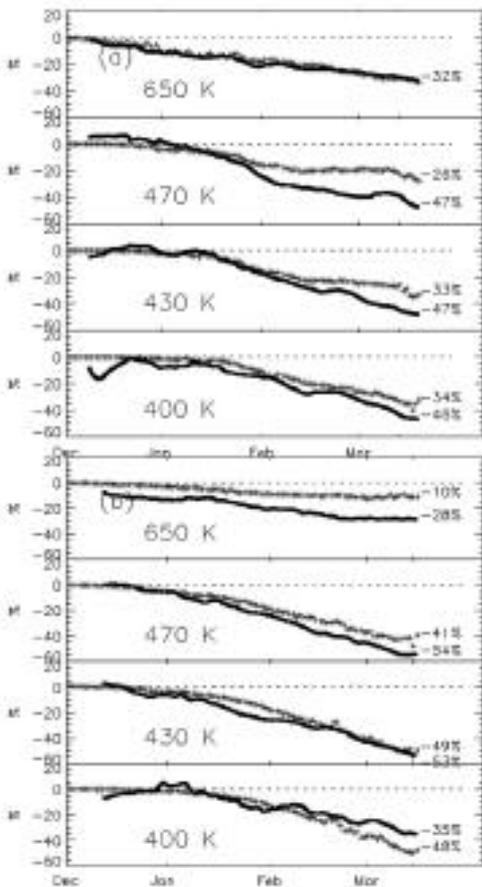


Fig. n° 4 : Evolution temporelle de la destruction chimique de l'ozone déduite des simulations photochimiques REPROBUS (+) et des données POAM II (ligne continue) et 4 niveaux de température potentielle, au cours de l'hiver 1994-95 (a) et au cours de l'hiver 1995-96 (b).

tante contribution du CNES pour des développements techniques et technologiques de différents systèmes du satellite lui-même, sur la contribution du Département ARPEGES de l'Observatoire de Paris-Meudon et du Laboratoire d'Astronomie spatiale de Marseille pour la conception et la réalisation d'un spectromètre acousto-optique ainsi que sur la contribution de trois équipes scientifiques (Equipe d'Aéronomie/Observatoire de Bordeaux, Service d'Aéronomie du CNRS, Département DEMIRM / Observatoire de Paris-Meudon) pour l'étude de la stratosphère et de trois équipes pour l'astronomie. Pour la moyenne atmosphère terrestre, les objectifs scientifiques d'Odin concernent l'étude des espèces traces qui jouent un rôle important dans la chimie de l'ozone stratosphérique et mésosphérique, de la vapeur d'eau et de la formation des aérosols dans les régions polaires et du couplage entre la basse et la haute stratosphère.

Le satellite comportera deux instruments à son bord : un spectrographe UV-visible couplé à un imageur infra-

rouge "Odin Spectrometer and InfraRed Imaging System" (OSIRIS) et un radiomètre micro-onde Sub-Millimeter Radiometer (SMR), instrument comportant cinq récepteurs dont l'un en ondes millimétriques et quatre en ondes sub-millimétriques, couplés à une antenne de 1,1 m de diamètre.

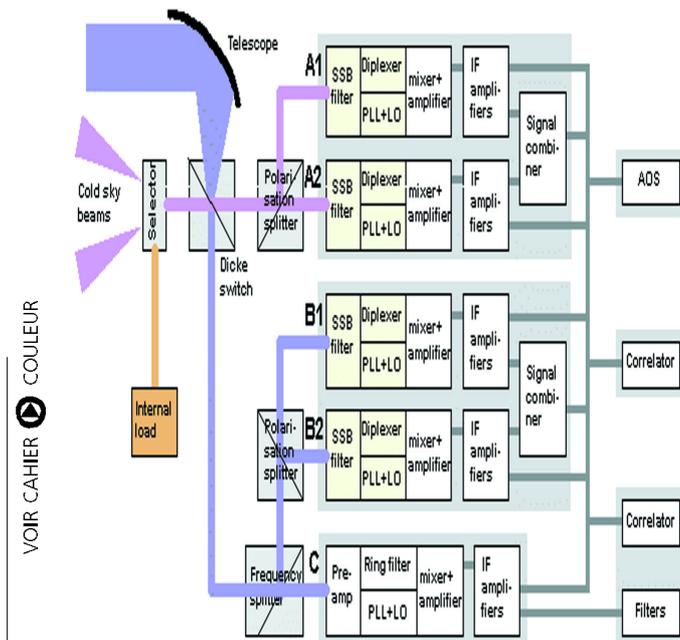


Fig. n° 6 : Schéma de l'ensemble des récepteurs micro-ondes formant l'instrument Sub-Millimeter Radiometer

3.2 Le satellite

Odin est un petit satellite d'un poids total de 240 kg, de hauteur 1,8 m, de largeur 1,1 m atteignant 3,3 m à l'état déployé. Stabilisé 3-axes, il nécessite une puissance électrique de 280 W. L'orbite circulaire est héliosynchrone à 640 km d'altitude avec un nœud ascendant à 18 h et une durée de 99 min., soit environ 15 orbites par 24 h. Pour l'étude de l'atmosphère, l'ensemble du satellite balaiera le limbe de 10 à 150 km, avec une précision de pointage de $\pm 1,2$ minutes d'arc. La vitesse de transfert des données à la station réceptrice de l'ESRANGE est de 500 kbit/s. A bord, la capacité de stockage sera de 80 Mbytes.

L'antenne utilisée pour l'instrument SMR est du type Cassegrain, avec un diamètre de 1,1 m et une précision de surface de 8 microns (Figure n°5).

3.3. L'instrument OSIRIS

Construit par le Canada, l'instrument OSIRIS observera le limbe selon deux modes :

a) le spectrographe en UV-visible mesurera l'absorption différentielle de la lumière solaire diffusée dans le domaine de longueurs d'onde 280-800 nm, pour des raies de l'ozone, de NO₂, OCIO et O₄ dont la densité de colonne pourra être déduite ainsi que la distribution verticale des aérosols et de la température,

b) l'imageur infrarouge utilisera une technique d'observation tomographique développée au Canada et fournissant par l'observation à 1,27 micron, la distribution en altitude de l'ozone et des aérosols.

3.4. L'instrument SMR

Le radiomètre comporte cinq canaux avec des mélangeurs à diode Schottky refroidis à 80 K. Le canal 118, 25-119, 25 GHz centré sur la raie de l'oxygène sera utilisé pour fournir le profil vertical de pression. Les quatre autres canaux couvrent l'ensemble des domaines 486-504 GHz et 541-581 GHz dans lesquels de nombreuses espèces chimiques présentent des raies d'émission. Les molécules d'intérêt atmosphérique sont essentiellement O₃, ClO, H₂O, HNO₃, NO₂, N₂O, CO, BrO, et quelques autres.

Les températures système en simple bande latérale (SSB) sont de 500 K à 119 GHz et de 2000 K aux autres fréquences. Le système est étalonné sur le fond du ciel. Un système interne quasi-optique permet de traiter le signal (Figure n°6) par hétérodynage en utilisant un signal créé par un oscillateur local. Le signal résultant est ensuite amplifié avant d'être injecté à l'entrée de deux autocorrélateurs ou d'un spectromètre acousto-optique où il est analysé.

3.5 Objectifs scientifiques en aéronomie

L'étude de différents objectifs scientifiques pour la stratosphère et la mésosphère a été prévue au moyen de l'observation de plusieurs espèces chimiques traces telles que l'ozone (O₃), le monoxyde de chlore (ClO), la vapeur d'eau (H₂O), l'acide nitrique (HNO₃) et les oxydes d'azote :

- chimie stratosphérique : il s'agit de mieux connaître l'extension géographique et les mécanismes responsables de la déplétion de l'ozone en particulier dans les régions de "trou d'ozone", d'étudier les effets des différents constituants traces et de la chimie hétérogène, y compris en dehors des régions polaires, et la contribution des aérosols ;
- modélisation stratosphérique : la participation de modélisateurs dans les équipes scientifiques permet d'envisager des résultats de modèles prenant en compte les observations effectuées ;
- ozone mésosphérique : il s'agit d'établir le rôle relatif de la chimie de l'hydrogène, des effets du transport ordonné et turbulent, du rayonnement corpusculaire, de la variabilité de la vapeur d'eau mésosphérique en période d'été et de la formation d'aérosols dans la mésosphère polaire ;
- dynamique de la stratosphère et de la mésosphère : il s'agit d'étudier quelques mécanismes créant un couplage entre l'atmosphère supérieure et inférieure, à savoir l'échange vertical des espèces minoritaires et la formation de filaments au bord des vortex polaires.

3.6. Contribution française

Chaque laboratoire participant à ce projet a des compétences spécifiques et des centres d'intérêt scientifiques différents.

L'équipe d'Aéronomie de l'Observatoire de Bordeaux a mis au point un code de transfert radiatif et un code d'inversion qui permettent de déduire des raies spectrales sub-millimétriques mesurées par les radiomètres micro-ondes un profil vertical de concentration aux différentes altitudes mesurées. La chaîne de traitement d'abord réalisée sous forme de prototype est actuellement en cours d'optimisation à l'aide du CNES afin d'en assurer la qualité, la robustesse et la documentation avant de la mettre à la disposition des utilisateurs pour la tester, puis l'exploiter. Enfin une participation active à la validation des données est prévue.

Les intérêts scientifiques du Service d'Aéronomie du CNRS concernent :

- le rôle fondamental du déferlement des ondes de gravité sur la structure thermique et la circulation de la mésosphère, particulièrement bien illustré par le phénomène des inversions de température mésosphérique ;
- l'étude du rôle de la dynamique sur la dissymétrie entre la destruction de l'ozone dans les vortex polaires nord et sud ;
- dans le cas de la dynamique tropicale, l'étude du gradient de concentration entre les régions inter et extra-tropicales le long des surfaces isentropes situées au-dessus de la tropopause tropicale, indiquant la présence d'une barrière subtropicale ;
- la construction d'un modèle d'atmosphère incluant les différentes espèces mesurables par les instruments. Cette base de données chimiques, aussi proche que possible de l'atmosphère réelle doit être également représentative des diverses saisons, heures locales, latitudes et situations dynamiques. Le laboratoire termine actuellement la mise au point d'une version couplée des modèles de chimie-transport REPROBUS et de circulation générale ARPEGE-climat qui a permis de réaliser une version stabilisée sur 18 mois de simulation.

Enfin la contribution de l'Observatoire de Paris concerne la validation d'un modèle de l'effet Zeeman dans les raies de l'oxygène pour pouvoir traiter l'inversion en pression et en température pour en déterminer les profils verticaux en chaque point de mesure.

3.7. Conclusions

Pour des raisons techniques, le lancement d'Odin a été plusieurs fois retardé depuis le 1^{er} Octobre 1997, date initiale de lancement. Actuellement, le lancement est prévu au début Juillet 1999 avec un éventuel glissement à l'automne suivant. Les équipes françaises mettent à profit ces délais supplémentaires pour améliorer et développer les algorithmes de traitement des spectres pour restituer les profils verticaux, la climatologie des différentes molécules étudiées, la mise au point des outils de

modélisation transport/chimie/radiatif et un modèle d'advection de vorticité potentielle pour contribuer à la détection de filaments polaires et d'intrusions d'air subtropical. Ce travail de préparation passe aussi par le

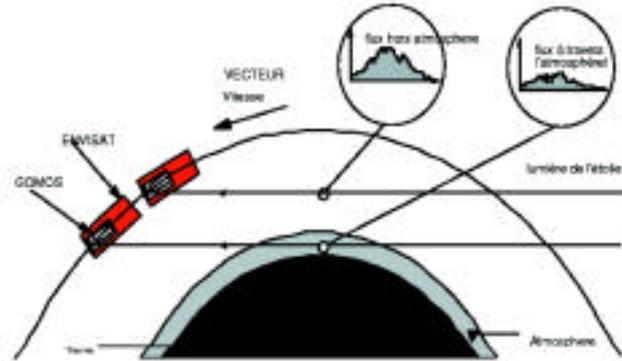


Fig. n° 7 : Principe de la mesure par occultation stellaire.

développement de la Chaîne de Traitement Scientifique d'Odin (CTSO) qui comporte un code de traitement spécifique aux données Odin dénommé MOLIERE couplé au code de restitution de profils atmosphériques ARLET-TY. Ces logiciels seront intégrés dans la base de données de chimie atmosphérique ETHER développée en commun par l'Institut Pierre Simon Laplace (IPSL) et le CNES.

4. L'INSTRUMENT GOMOS SUR ENVISAT

4.1. Introduction

Dans le cadre de son programme d'Observation de la Terre, l'Agence Européenne Spatiale (ESA) développe la plate-forme satellitaire ENVISAT, qui devrait être placée en orbite polaire à l'été 2000 par une fusée Ariane 5. Un effort considérable est dédié à la chimie atmosphérique, puisque trois des neuf instruments d'ENVISAT y sont consacrés : MIPAS (Spectroscopie de l'émission IR au limbe), SCIAMACHY (observation au Nadir dans l'UV-visible), et GOMOS (sondage atmosphérique par occultation stellaire dans l'UV-visible).

Tout d'abord initié par des scientifiques français, soutenu par des collègues finlandais et belges, l'instrument GOMOS (Global Ozone Monitoring by Occultation of Stars (Bertaux et al., 1991) a été pris en charge par l'ESA et construit par Matra Marconi Space. Le modèle de vol (160 kg) a été livré en Septembre 1998 à l'ESA.

La méthode de mesure par occultation stellaire consiste à mesurer le spectre de l'étoile quand elle est vue au-dessus de l'atmosphère, puis d'observer les modifications de ce spectre quand l'étoile est vue, au cours de son coucher, à travers les couches de l'atmosphère. On mesure donc la transmission spectrale $T(\lambda, z)$ de l'atmosphère, le long de trajets horizontaux à l'altitude minimum z , en fonction de la longueur d'onde (Figure n°7).

Le domaine spectral couvert est divisé en 3 bandes analysées par 2 spectromètres avec détecteurs CCD multi-éléments :

- UV-visible (250-675 nm) pour la mesure de O₃, NO₃, air et aérosols : Résolution spectrale : 1 nm ;
- la bande A de O₂ (760 nm) pour la mesure du profil densité/température ;
- la bande de H₂O à 936 nm : Résolution spectrale : 0.2 nm.

L'occultation d'étoiles présente les avantages suivants :

- l'altitude de la mesure est parfaitement connue grâce à la connaissance précise de l'orbite (ce qui peut se faire avec un capteur GPS à bord du micro satellite), et ne dépend pas de l'attitude du satellite ;
- d'une mesure relative F/F_0 on tire une valeur absolue : l'instrument est auto-calibré, à l'abri des dérives instrumentales.

Ces deux facteurs sont particulièrement importants pour étudier la tendance de l'ozone à long terme, qui est l'objectif principal de GOMOS.

4.2. Principe du sondage de l'atmosphère par occultation d'étoile.

On recueille un certain nombre de spectres dans la gamme spectrale présélectionnée (UV-Visible-Proche IR) alors que l'étoile est encore haut au-dessus de l'atmosphère ($z > 150$ km) pour construire un spectre de référence $F_0(\lambda)$. La dérive du satellite sur son orbite fait que la ligne étoile-satellite s'enfonce dans l'atmosphère, et le spectre recueilli $F(\lambda, z)$ est modifié par l'absorption des molécules et des aérosols le long de la ligne de visée :

$$F(\lambda, z) = F_0(\lambda) \exp(-\int_0^z \sigma_i(\lambda) N_i(z) dz)$$

où $\sigma_i(\lambda)$ est la section efficace d'absorption de l'espèce absorbante i , dépendant de la longueur d'onde λ et $N_i(z)$ est la quantité colonne le long de la ligne de visée de cette espèce.

On analyse en 2 étapes la série de mesures $F_0, F(\lambda, z)$ au cours d'une occultation :

A. Inversion spectrale

A chaque mesure on tire de $F(\lambda, z)$ le spectre de la transmission atmosphérique $T(\lambda, z) = F(\lambda, z)/F_0$ et on en extrait les quantités colonne N_i des constituants (O₂, O₃, NO₂, aérosols, NO₃, O₄...). Il y a 1200 éléments spectraux dont il faut tirer 8 à 10 inconnues, par une méthode de moindre carrés non linéaires.

B. Inversion verticale

Ensuite, on inverse par une méthode "pelure d'oignon" la série des $N_i(z_j)$ pour obtenir la distribution verticale de la concentration $n_i(z)$ du constituant i ; on suppose que la distribution est à symétrie sphérique.

4.3. Scintillation et profil de température à haute résolution.

La réfraction atmosphérique provoque des scintillations de l'étoile, dues à la structure fine du profil de tem-

pérature de l'atmosphère. Comme cette réfraction dépend de la longueur d'onde, il s'ensuit que le spectre de l'étoile est déformé par la scintillation, de façon notable en dessous de 35 km. Pour corriger cet effet, deux photomètres rapides mesurent le flux stellaire à 1 kHz (dans le bleu et dans le rouge). Des fluctuations rapides de l'intensité observées sur les photomètres, on peut corriger les spectres mesurés par les spectromètres. On peut aussi analyser le délai en temps entre les fluctuations des deux photomètres pour reconstruire le profil de température à haute résolution verticale (environ 200 mètres (Théodore, 1998)).

4.4. Couverture spatiale et temporelle

L'instrument GOMOS est installé à l'arrière du satellite ENVISAT et observe le limbe terrestre derrière lequel se couchent de façon continue les étoiles. Celles qui sont dans le plan de l'orbite défilent en altitude à 3,4 km/sec, ce qui donne un échantillonnage de 1,7 km (0.5 s. pour chaque mesure) et une durée de l'occultation (120 à 15 km) de l'ordre de 50 secondes. Un grand miroir plan est orienté et piloté par un senseur stellaire pour maintenir l'image de l'étoile (formée par un télescope) dans la fente d'entrée des spectromètres malgré le mouvement d'ENVISAT.

Dès que l'occultation est terminée, on passe à l'étoile suivante. Ainsi, on peut observer environ 25 étoiles par orbite, procurant 400 profils verticaux par jour des espèces concernées distribuées sur toute la terre. L'orbite polaire permet de sonder l'atmosphère à toutes les latitudes. En outre, on note que, quand il y a une occultation d'une certaine étoile sur une orbite à une certaine latitude, à l'orbite suivante la même étoile sera occultée aussi à la même latitude (ou très voisine). En effet, l'orbite a peu changé dans l'espace, et la terre a tourné de 22.5° sous l'orbite. De sorte que l'échantillonnage en longitude est très régulier, tandis que celui en latitude dépend de la disposition des étoiles. Le scénario de mission tentera donc d'optimiser la couverture en latitude, en faisant un choix judicieux des étoiles à occulter. La plupart des occultations se fera de nuit ; cependant, GOMOS peut aussi faire des occultations du côté jour avec les étoiles les plus brillantes, permettant de vérifier qu'une tendance à long terme n'est pas biaisée par un effet jour-nuit.

4.5. Performances attendues

Des simulations effectuées avec les caractéristiques des étoiles et de GOMOS ont montré que l'on pouvait retrouver les colonnes tangentes d'ozone $N(z)$ (intégrales le long de lignes droites horizontales, traversant l'atmosphère sphérique) avec une grande précision (**Figure n° 2**), dépendant évidemment de la magnitude visuelle de l'étoile. On observera évidemment les étoiles les plus brillantes. Un scénario typique permet d'observer au cours d'une orbite :

- 7 étoiles $m_v < 1$ donnant une précision meilleure que 1 % sur $N(z)$ (de 20 à 60 km) ;

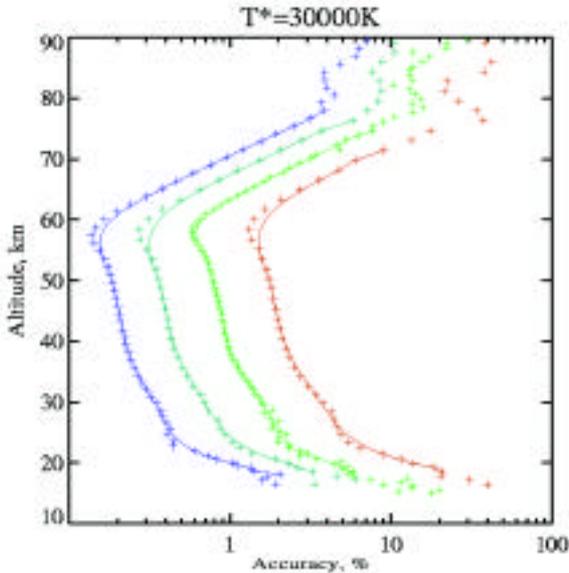


Fig. n° 8 : précision attendue sur le rendu des colonnes d’ozone en fonction de la magnitude visuelle de l’étoile (0, 1, 2, 3) pour une température stellaire de 30 000 K.

- 7 étoiles $1 < mv < 2$ donnant une précision meilleure que 3 % sur $N(z)$;
- 12 étoiles $2 < mv < 3$ donnant une précision meilleure que 10 % sur $N(z)$.

La précision sur les concentrations locales est dégradée d’un facteur 2 à 3 par l’inversion verticale. Mais les tendances sur l’ozone peuvent être étudiées directement sur les colonnes tangentielles.

Au bout du compte, on pourra mesurer des variations de l’ordre de 0.1 % par an de l’ozone, en fonction de l’altitude, et de la latitude. En outre, les mesures des autres constituants (NO_2 , NO_3 , H_2O , température, aérosols...) permettront de mieux comprendre les mécanismes d’évolution de l’ozone. Il s’agit en effet de distinguer les causes naturelles (cycle solaire, activité volcanique...) des causes anthropogéniques (action des CCFs...). C’est à cette seule condition, de compréhension des mécanismes, qu’on pourra raisonnablement prévoir l’évolution future de la couche d’ozone.

4.6. Assimilation

Le processus d’assimilation permanente joue un rôle très important dans le projet GOMOS ; dans le cadre de ENVISAT/GOMOS, il est développé un logiciel d’assimilation des mesures d’ozone de GOMOS dans un modèle évolutif (Hauchecorne et al., 1999 ; contrat MSDOL financé par la Commission Européenne). Chaque profil vertical mesuré par une occultation d’étoile remplace la valeur calculée dans le modèle, au lieu et place. Ce calcul se fait, non pas en temps réel ou quasi-réel, mais en temps légèrement différé. La raison est que le modèle photo-chimique, dérivé du modèle ROSE du NCAR (Rose et Brasseur, 1989), calcule les évolutions des espèces avec effet du rayonnement solaire et des centaines de réactions chimiques. Mais le transport est

imposé au modèle par le champ de vent 3D réellement mesuré (ou tout du moins, celui qui sort de l’analyse ECMWF).

Ainsi, en plus de l’ensemble des mesures GOMOS, on a en permanence un champ 3D d’ozone (et des autres espèces), “calé” sur les mesures de GOMOS. De ce fait, il contient plus d’informations que le simple ensemble des données de GOMOS, car il extrapole/interpole, avec de la physico-chimie réaliste, dans le champ des mesures. A l’aide d’un modèle assimilé/calé en permanence, on peut aborder 4 types d’études décrits ci-dessous.

A. Comparaison avec d’autres mesures.

Le champ de mesure de GOMOS étant incomplet, il est plus facile de comparer les mesures d’autres instruments, au modèle assimilé/calé sur les mesures (difficulté des rendez-vous dans l’espace et dans le temps).

B. Prévisions à court terme du champ d’ozone et du rayonnement UV au sol.

En faisant évoluer le modèle avec les champs de vent prévus par les analyses ECMWF (à six jours) on peut obtenir des prévisions du champ 3D de l’ozone à six jours et également on peut calculer la quantité d’ozone qui arrivera au sol en chaque point de la planète.

C. Surveillance de l’évolution de l’ozone.

Plutôt que de tenter de moyenner les mesures dont l’échantillonnage 3D est imparfait, on moyenne les concentrations du modèle assimilé/calé. Ceci aboutit à une bien meilleure précision, car on tient compte au mieux des mesures de l’instrument, et du déplacement des masses d’air qui est réaliste, puisqu’il est tiré des mesures de vent ECMWF.

D. Amélioration du modèle photochimique.

Notre connaissance concernant les facteurs qui gouvernent l’évolution de l’ozone est imparfaite, mais nous ne savons pas ce qui pêche dans nos modèles, où l’on a mis la meilleure connaissance actuelle. Une façon de tenter de comprendre les défauts du modèle (par exemple, un processus de destruction de l’ozone non modélisé, par une espèce inattendue) est de surveiller, à chaque point d’assimilation dans l’espace-temps, la différence entre ce qui est dans le modèle et la valeur effectivement mesurée. Si on trouve qu’il faut toujours “tirer” le modèle dans une certaine direction, cela peut donner des indications sur les mécanismes qui influent sur l’ozone et qui restent imparfaitement modélisés. Ceci peut aboutir à leur identification et leur quantification. Cette entreprise est difficile, mais c’est la seule qui permette une approche un peu systématique de l’amélioration des modèles évolutifs.

Or, ce que nous voulons obtenir in-fine, c’est une compréhension de tous les mécanismes, qui nous permette d’établir des prédictions raisonnables sur l’évolution de l’ozone à court terme et à moyen terme, puisque de grandes décisions politiques (notamment dans le domaine industriel) y sont liées.

4.7. Conclusion

L'étude de la stratosphère s'est initialement appuyée en France d'une part sur les mesures à partir des stations au sol et d'autre part sur les sondages par ballon. A la suite du succès d'UARS auquel la communauté française a une contribution significative, le nombre d'expériences satellitaires étudiant l'atmosphère s'est multiplié au cours des dernières années. La France joue un rôle grandissant dans les différentes phases de ces expériences, la conception, la réalisation, le développement d'algorithmes de traitement, la validation des données et l'exploitation scientifique. Les données satellitaires sont en effet les seules qui permettent d'obtenir la couverture globale nécessaire à la modélisation. Le prochain pas sera d'obtenir une utilisation optimale de la grande quantité de données que fournissent les satellites en développant des techniques d'assimilation de ces données dans les modèles de chimie-transport.

RÉFÉRENCES

- Bertaux, J.-L., G. Mégie, T. Widemann, E. Chassefière, R. Pellinen, E. Kyrola, E. Korpela, P. Simon, Monitoring of ozone trend by stellar occultations: the Gomos instrument, *Adv. Space Res.*, 11(3), 237-242, 1991.
- Bevilacqua, R.M., K.W. Hoppel, J.S. Horstein, R.L. Lucke, E.P. Shettle, T.L. Ainsworth, D. Debrestian, M.D. Fromm, S.S. Krigman, J.D. Lumpe, W. Glaccum, J.J. Oliveiro, R.T. Clancy, C.E. Randall, D.W. Rusch, E. Chassefière, F. Dalaudier, C. Deniel, C. Brogniez, J. Lenoble, First results from POAM II: The dissipation of the 1993 Antarctic Ozone Hole, *Geophys. Res. Lett.*, 22, 909-912, 1995.
- Brogniez, C., J. Lenoble, M. Herman, P. Lecomte and C. Verwaerde, Analysis of two balloon experiments in coincidence with SAGE II in the case of large stratospheric aerosol amount: post-Pinatubo period., *J. Geophys. Res.*, 101, 1541-1552, 1996.
- Camy-Peyret, C., P. Jeseck, T. Hawat, G. Durry, S. Payan, G. Berubé, L. Rochette, D. Huguenin, The LPMA balloon-borne FTIR spectrometer for remote sensing of atmospheric constituents, *ESA Publications*, SP-370, 323-328, 1995.
- Camy-Peyret, C., T. Hawat, P. Jeseck, S. Payan, Recent results obtained by the LPMA balloon-borne experiment during SESAME and the ILAS validation campaign, *ESA Publications*, SP-397, 223-229, 1997.
- Camy-Peyret, C., S. Payan, P. Jeseck, T. Hawat, Measurements of stratospheric HCl and HF in the Arctic vortex during the ILAS validation campaign in February 1997, *Air pollution research report 66*, Report EUR 18032 EN, Polar stratospheric ozone 1997, pp. 323-326, 1998.
- Deniel, C., J.P. Pommereau, R.M. Bevilacqua, F. Lefèvre, Arctic chemical ozone depletion during the 1994-95 winter deduced from POAM II satellite observations and the REPROBUS 3-D model, *J. Geophys. Res.*, 103, 19,231- 19,244, 1998.
- Deniel, C., F. Dalaudier, E. Chassefière, R.M. Bevilacqua, E.P. Shettle, K.W. Hoppel, J.S. Horstein, J.D. Lumpe, D.W. Rusch, C.E. Randall, A comparative study of POAM II and electrical concentration cell ozone measurements obtained over northern Europe, *J. Geophys. Res.*, 102, 23,629-23,642, 1997.
- Deniel, C., Doctorat de 3^e cycle, *Astronomie et techniques spatiales*, Université Paris VI, 1997.
- Glaccum, W., R.L. Lucke, R.M. Bevilacqua, E.P. Shettle, J.S. Horstein, D.T. Chen, J.D. Lumpe, S.S. Krigman, D.J. Debrestian, M.D. Fromm, F. Dalaudier, E. Chassefière, C. Deniel, C.E. Randall, D.W. Rusch, J.J. Olivero, C. Brogniez, J. Lenoble, R. Kremer, The Polar Ozone and Aerosol Measurement (POAM II) instrument, *J. Geophys. Res.*, 101, 14,479-14,487, 1996.
- Hauchecorne, A., B. Théodore, J.L. Bertaux, C. Cot, C. Deniel, A. Mangin, G. Bérenger, O. Hembise, O. Talagrand, D. Fussen, E. Kyrölä, S. Hassinen, J. Damski, H. Roscoe, G.P. Brasseur, Assimilation of simulated GOMOS data of vertical ozone profiles in a 3-D chemistry-dynamics-transport model in the frame of MSDOL project, *Proceedings of the European Symposium on Atmospheric Measurements From Space*, Noordwijk, 18-22 janvier 1999, 1999, sous presse.
- Kanzawa, H., Y. Kondo, C. Camy-Peyret, Y. Sasano, Balloon campaigns at Kiruna-ESRANGE planned in ILAS correlative measurements program, *ESA Publications*, SP-370, 345-349, 1995.
- Kanzawa, H., C. Camy-Peyret, Y. Kondo, N. Papineau, Implementation and first scientific results of the ILAS validation balloon campaign at Kiruna-ESRANGE in February-March 1994, *ESA Publications*, SP-397, 211-215, 1997.
- Keckhut, P., S. Godin, F. Goutail, A. Sarkissian, A. Hauchecorne, C. Souprayen, C. Vialle, C. David, V. Bergeret, A. Hertzog, M. Marchand, J.P. Pommereau, J.P. Pommereau, M.L. Chanin, G. Mégie, M. Guirlet, J. de la Noë, P. Ricaud, O. Lezeaux, H. Benchérif, T. Poratfaix, F. Posny, M.F. Merienne, A. Barbe, T. Leblanc, Détection des changements de la stratosphère, *CNFGG, Rapport Quadriennal 1995-1998*, 1999, sous presse.
- Lefèvre, F., G.P. Brasseur, I. Folkins, A.K. Smith, P. Simon, Chemistry of the 1991-1992 stratospheric winter: Three-dimensional model simulations, *J. Geophys. Res.*, 99, 8183-8195, 1994.
- Lumpe, J.D., R.M. Bevilacqua, K.W. Hoppel, S.S. Krigman, C. Brogniez, E.P. Shettle, D. Kriebel, POAM II retrieval algorithm and error analysis, *J. Geophys. Res.*, 102, 23,593-23,614, 1997.
- Ovarlez, J., H. Ovarlez, Stratospheric water vapor content evolution during EASOE, *Geophys. Res. Lett.*, 21, 1235-1238, 1994.
- Payan, S., C. Camy-Peyret, P. Jeseck, T. Hawat, M. Pirre, J.-B. Renard, C. Robert, F. Lefèvre, H. Kanzawa, Y. Sasano, Diurnal and nocturnal distribution of stratospheric NO₂ from solar and stellar occultation measurements in the Arctic vortex: comparison with models and ILAS satellite measurements, *J. Geophys. Res.*, submitted, 1998.
- Pommereau, J.P., J. Piquard, Ozone and nitrogen dioxide vertical distributions by UV-visible solar occultation from balloons, *Geophys. Res. Lett.*, 21, 1227-1230, 1994.

- Renard, J.B., M. Pirre, C. Robert, D. Huguenin, G. Moreau, J.M. Russell III, Nocturnal vertical distribution of stratospheric O₃, NO₂ and NO₃ from balloon measurements, *J. Geophys. Res.*, 101, 28793-28804, 1996.
- Rose, K., G.P. Brasseur, A three-dimensional model of chemically active trace species in the middle atmosphere during disturbed winter conditions, *J. Geophys. Res.*, 94, 16387-16403, 1989.
- Rusch, D.W., R.M. Bevilacqua, C.E. Randall, J.D. Lumpe, K.W. Hoppel, D.J. Debresterian, J.J. Olivero, J.S. Horstein, F. Guo, E.P. Shettle, Validation of POAM II ozone Measurements with coincident MLS, HALOE, and SAGE II observations, *J. Geophys. Res.*, 102, 23615-23627, 1997.
- Sasano, Y., M. Suzuki, T. Yokata, H. Kanzawa, Improved Limb Atmospheric Spectrometer (ILAS) for stratospheric ozone layer measurements by solar occultation technique, *Geophys. Res. Lett.*, accepté, 1999
- Schneider, M., C. Camy-Peyret, F. Ferlemann, H. Harder, T. Hawat, P. Jeseck, H. Osterkamp, S. Payan, D. Perner, U. Platt, E. Röth, C. Schiller, K. Pfeilsticker, Simultaneous measurements of stratospheric O₃, NO₂ and JNO₂, Air Air pollution research report 66, Report EUR 18032 EN, Polar stratospheric ozone 1997, pp. 502-505, 1998.
- Théodore, B., Simulation de la scintillation lors d'occultations d'étoiles par l'atmosphère terrestre. Application à la restitution, Thèse de Docteur de l'Université Paris VII, 1998.
- Thuillier, G., P. Amedieu, L. Bourg, V. Fauliot, M. Guirlet, A. Hauchecorne, M. Hersé, V. Achard, C. Camy-Peyret, C. Lathuillere, G. Moreau, M. Pirre, J.B. Renard, C. Robert, P. Ricaud, J. Ovarlez, F. Vial, La participation Française à UARS : Etudes spécifiques et validation des observations, CNFGG, Rapport Quadriennal 1991-1994, pp. 145-170, 1995.

DETECTION DES CHANGEMENTS DE LA STRATOSPHERE

DETECTION OF STRATOSPHERIC CHANGES

P. KECKHUT¹, S. GODIN², F. GOUTAIL², A. SARKISSIAN², A. HAUCHECORNE², C. SOUPRAYEN², C. VIALLE², C. DAVID², V. BERGERET², A. HERTZOG², M. MARCHAND², J.-P. POMMEREAU², M.-L. CHANIN², G. MEGIE², M. GUIRLET³, J. DE LA NOE⁴, P. RICAUD⁴, O. LEZEAUX⁴, H. BENCHERIF⁵, T. PORTAFAIX⁶, F. POSNY⁶, M.-F. MERIENNE⁶, A. BARBE⁶, T. LEBLANC⁷.

¹Institut Pierre Simon Laplace, Service d'Aéronomie, B.P. 3, 91371 Verrières-le-Buisson, France / ²Service d'Aéronomie, Institut Pierre Simon Laplace, B.P. 3, 91371 Verrières-le-Buisson, France. / ³European Ozone Research Coordinating Unit, 14 Union road, Cambridge CB2 1HE, United Kingdom. / ⁴Observatoire de Bordeaux, B.P. 89, 33270 Floirac, France. / ⁵Laboratoire de Physique de l'Atmosphère, Université de la Réunion, Département de Physique, 15 av. René Cassin, B.P. 7151, 97715, St-Denis cedex, Réunion, France. / ⁶Groupe de Spectrométrie Moléculaire et Atmosphérique, Université de Reims, B.P. 347, 51062 Reims Cedex, France. / ⁷Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology, Table Mountain Facility, Wrightwood, USA.

ABSTRACT

Until recent times, the role of the coupled ocean-low atmosphere system was the only one to be considered in the climate studies. Recently it has been recognised that one must take into account the stratospheric behaviour in many aspects of the studies of climate changes. The dynamical, chemical and radiative processes which occur in the stratosphere all may impact on climate. Long-term observations of the vertical structure of the atmosphere associated with numerical simulations are highly valuable to improve our understanding of climate changes. In addition to the direct contribution of the stratosphere on climate, the observation of the stratosphere may be used as a "fingerprint" of various climate forcing. Key parameters for stratospheric monitoring concern primarily ozone, temperature and wind. It requires very accurate instruments to detect over a decade changes with respective amplitudes of less than 10 %, 1 K, and 1 m/s. These values are smaller or similar than the variability induced by the successive individual daily measurements. So, to provide the best confidence of trend detection and quantification, it requires long series of frequent observations averaged on a weekly or monthly basis. For an earliest possible identification of changes in the stratospheric ozone layer and stratospheric climate, sophisticated methods are required to be able to take into account the natural low frequency variability associated with natural climatic forcing such as solar activity changes, major volcanic eruptions or internal oscillations. However, the main limited factor is the inhomogeneities in the data series. Instrumental and algorithm improvements may cause temporal inhomogeneity in reducing the amplitude of some bias. Also sites or protocol measurement changes may introduce spurious changes. While instrument noise is not a source of ambiguity for trend detection it is recommended to keep it with an amplitude smaller than the atmospheric variability over days and atmospheric layers of one to few kilometres thick. In opposite to in-situ measurements carried on balloons or rockets, remote sensing techniques from ground appear well adapted for long-term monitoring in using a single instrument for decades, self-calibrated, with no physical interactions between the sensor and the medium. Remote

sensing methods from ground are also not very expensive in human and fund resources. They can provide very good temporal coverage which permits to reduce significantly the residual atmospheric variability. However, many instrumental changes need to be made for any instrument operating on a routine basis over decades. Any changes need to be done with lot of cares as it may induced spurious trends. Particular efforts are require for measuring in the lower stratosphere where changes are expected and where background aerosols and successive volcanic aerosol injections, disturbed some existing instruments.

A international network of high-quality remote-sounding research stations for observing and understanding the anthropogenic changes of the stratosphere was decided in 1886 and first observations started in 1991: the Network for the Detection of Stratospheric Changes (NDSC). The goals of the network are to make the earliest possible identification of changes in the stratospheric ozone layer and related parameters, to study the variability of the stratosphere, to provide an independent calibration of satellite sensors and to provide data required by multi-dimensional chemical and dynamical models. It was decided that the network would consist of 5-6 primary stations fully equipped with all the required instruments from poles to equator. The French scientific community play a lead role in this network. While, instruments were selected on the basis of being remote sensors, capable of continuous, long-term field operation, traditional instruments providing the longest data series as balloon sounding were also included. Lidar methods, having required precision and range resolution, was proposed to be used for ozone, temperature and aerosol measurements. Despite Doppler wind lidar was based on more recent developments, it is an unique instrument operating up to now only in France since 1989. The homogeneity of such network and the temporal stability is insured by continuous calibration, and validation campaigns. Satellite sensors can be used for such purpose as geographic transfer references for ground based instruments at different locations, as can high-quality, mobile instrument.

First observations of the atmospheric variability and simulations reveal that significant results

might be obtained between one or two decades. First trend estimates for ozone and temperature are already possible at some stations existing prior to the official start of the network. The Observatoire de Haute Provence (OHP) is associated with the Jungfraujoch Observatory, the Observatoire de Bordeaux and the Plateau de Bure as part of the Alpine station in the middle latitude of the northern hemisphere. In south of France the largest trend on total ozone is observed in spring (10 % / decade) and the mean change is about 5 % / decade. Trends on ozone profile reveal a good general agreement in the upper stratosphere around 7 % / decade among different independent data series. In the lower stratosphere ozonsonde exhibit a quite large trend (10-20 % / decade) that need to be confirm to be free of any instrumental effect. Temperature in the upper stratosphere reveals a cooling close to model results from 1 K / decade at 35 km to 3 K / decade at 60 km. However, better estimates, less polluted by natural variability of decadal periods, will be obtained during the next decade.

1. INTRODUCTION

La communauté française a joué un rôle important dans le développement de techniques de mesures originales pour l'étude de la stratosphère. Ces instruments ont contribué à améliorer notablement notre connaissance quantitative des processus chimiques, dynamiques et radiatifs qui régissent le comportement de la moyenne atmosphère. Aujourd'hui, pour répondre aux craintes et aux grandes questions contemporaines liées aux changements climatiques, la France s'est fortement impliquée dans les réseaux de mesures systématiques de la stratosphère et plus particulièrement dans le réseau international de détection des changements de la stratosphère (Network for the Detection of Stratospheric Change). Dans ce domaine, le choix des instruments et des techniques d'analyse ne doit pas être fait au hasard car les variations attendues restent faibles et leur détection met en jeu des moyens importants sur de longues échéances. Ces choix doivent répondre à une stratégie spécifique pour laquelle il est nécessaire de sélectionner des instruments fiables, capables d'assurer une surveillance à long terme. Les amplitudes des changements prédits restent faibles face à la très forte variabilité naturelle, leur mise en évidence et leur quantification est donc difficile. Une détection rapide nécessite d'adapter les méthodes d'analyse pour tenir compte de cette variabilité.

De nombreux chercheurs français sont impliqués dans des programmes européens et mondiaux d'étude des changements à long terme de la stratosphère soit à partir d'instruments au sol dont ils assurent la responsabilité soit pour leur expertise en matière d'analyse statistique

des séries de données. On peut citer le programme SPARC (Stratospheric Processes And their Role in Climat) qui propose de faire le bilan des variations à long terme de l'ozone et de la température ou ceux relevant de l'Organisation Mondiale de la Météorologie qui proposent des bilans réguliers sur l'état de la couche d'ozone et de nos connaissances sur les processus associés. Dans le cadre du projet intitulé DETES (DEtection des Tendances Evolutives de la Stratosphère) du Programme National de Chimie Atmosphérique de l'Institut National des Sciences de l'Univers, les chercheurs français coordonnent leurs efforts sur l'analyse de leurs mesures. Ce document se propose donc d'exposer la stratégie de mesures et d'analyse des séries temporelles qui conduira à une quantification rapide et la plus fiable possible des changements de la stratosphère.

2. LES ENJEUX DE L'ÉTUDE DE LA STRATOSPHERE

La stratosphère située de 8-18 à 50 km est une région intermédiaire de notre atmosphère qui est perturbée par des forçages venant soit des couches supérieures à travers la mésosphère (50 à 80 km) soit des couches situées à plus basses altitudes depuis la troposphère (< 8-18 km). La stratosphère est principalement influencée par les effets radiatifs et photochimiques induit par les diverses émissions solaires et cosmiques. Elle est aussi perturbée via la troposphère par des échanges de masses d'air et d'énergie à travers la tropopause.

Jusqu'à récemment, le système climatique considéré se limitait à la basse atmosphère. Maintenant il est communément admis que l'ensemble des sous-systèmes doit être considéré lorsque l'on parle des problèmes climatiques que ce soit l'océan, l'ensemble des couches atmosphériques ou la biosphère. Pour cela, il est important de mieux comprendre les mécanismes qui régissent la variabilité de la moyenne atmosphère de manière générale et plus particulièrement la stratosphère. De même il est important de bien comprendre l'ensemble des mécanismes d'échange d'énergie et de matière avec la troposphère qu'ils soient continus ou plus sporadiques (Holton et al., 1995). Ces mécanismes d'échanges qui ne sont pas abordés ici, sont néanmoins très importants pour comprendre le rôle de la stratosphère sur le climat.

Au niveau de la surface du globe, les changements climatiques attendus sont très faibles en comparaison à la variabilité naturelle et présentent de fortes inhomogénéités à des échelles régionales. Des changements significatifs ne sont détectables qu'en effectuant des moyennes à une échelle globale. De plus, il est difficile d'identifier les causes de ces changements et de valider les modèles numériques à partir de l'observation des changements de la valeur moyenne à la surface. Les différents forçages peuvent avoir des effets inverses qui se compensent ou générer des rétroactions. Seuls les accords quantitatifs

entre simulation numérique et observation ne sont pas garants de la bonne compréhension des mécanismes. Les simulations numériques (Roble and Dickinson, 1990 ; Rind et al., 1990) ont montré qu'un certain nombre de forçages ou de rétro-effets présentent des amplitudes plus grandes dans la stratosphère qu'au niveau du sol. Dans le cas de l'augmentation des gaz à effet de serre, le refroidissement attendu dans la stratosphère est d'un ordre de grandeur supérieur au réchauffement de surface. De même les changements climatiques causés par la diminution de l'ozone stratosphérique, ou par l'émission massive d'aérosols volcaniques dans la stratosphère, induisent des effets importants dans la stratosphère.

Parmi les constituants les plus importants de la stratosphère on peut identifier l'ozone stratosphérique aussi bien pour son rôle sur le bilan radiatif de l'atmosphère que pour la protection qu'il nous assure contre le rayonnement solaire UV. Cependant son équilibre dans la stratosphère où il est le plus abondant est menacé par l'émission de certains gaz émis par l'homme. Du fait de leur très longue durée de vie dans la basse stratosphère, les composés organo-halogénés anthropiques (chlorofluorcarbures), sont les principaux responsables de la destruction de la couche d'ozone stratosphérique. Initialement, une diminution globale de l'ozone dans la haute stratosphère était attendue, de par des réactions de chimie en phase gazeuse sur les composés hydrogénés, azotés et chlorés. En fait, une destruction saisonnière, inattendue et d'amplitude spectaculaire a été tout d'abord observée dans la basse stratosphère des régions polaires. Cette destruction due à des processus de chimie hétérogène est maintenant mieux comprise. L'activation de ces processus est rendue plus efficace grâce à la présence d'aérosols et aux très basses tempé-

prévoient une lente réduction de leur concentration. On attend donc une diminution lente de l'amplitude des perturbations saisonnières de la couche d'ozone polaire ainsi qu'à l'échelle globale.

Même si notre connaissance de la chimie de l'ozone s'est considérablement améliorée, le passé a montré que les observations directes restent indispensables et ne peuvent être remplacées par des simulations numériques. L'ozone stratosphérique joue un rôle suffisamment important pour que l'on envisage sa surveillance continue. La quantification des changements du profil vertical de la concentration d'ozone aux moyennes latitudes, mettant en évidence une diminution inattendue de l'ozone en basse stratosphère (WMO, 1994), l'ont encore prouvé. Cette destruction pourrait trouver son origine soit dans des processus de chimie hétérogène sur les aérosols stratosphériques (Solomon et al., 1996) ou sur des cirrus de haute altitude (Salomon et al., 1997) soit à travers des mécanismes d'érosion du vortex et de transport à travers des filaments d'air polaire (Edouard et al., 1996).

Il existe un couplage important entre les différents forçages climatiques (**Figure n°1**). Par exemple, des simulations récentes (Shindell et al., 1998) ont suggéré que le refroidissement induit par l'augmentation des gaz à effet de serre pourrait augmenter l'intensité et la durée du trou d'ozone malgré la réduction de la concentration des gaz mis en cause, que l'on attend. De même, la destruction attendue de l'ozone induit par les aérosols volcaniques a été amplifiée du fait de la présence de composés chlorés anthropiques. Outre l'influence des changements de la stratosphère sur le climat, cette région pourrait être utilisée comme lieu privilégié pour détecter les premières évolutions anthropiques de notre atmosphère. La stratégie proposée pour séparer les différents forçages et pour améliorer notre compréhension des mécanismes consisterait donc à suivre les évolutions temporelles des profils verticaux de plusieurs paramètres et constituants atmosphériques simultanément en quelques sites stratégiques.

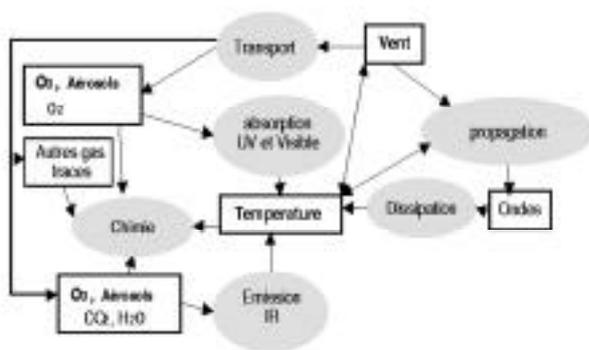


Fig. n°1 : Schéma simplifié représentant les principaux couplages entre les paramètres de la stratosphère.

ratures qu'on y rencontre. Depuis le protocole de Montréal et de ses différents amendements successifs, les émissions anthropiques de ces gaz ont été largement réduites.

Cependant, compte tenu du temps de vie de ces gaz et de la circulation atmosphérique, les modèles numériques

3. LES OBSERVATIONS NÉCESSAIRES

3.1. Les paramètres pertinents

L'équilibre de l'ozone, résulte d'un grand nombre d'interactions chimiques mettant en jeu, outre le rayonnement solaire, de très nombreux constituants minoritaires de l'atmosphère représentant, pour certains, moins d'un milliardième en volume de la concentration totale des constituants de l'atmosphère. Du fait de leur faible concentration, de leur multiplicité et de l'interaction entre les différentes familles, il est impossible d'assurer une surveillance précise et continue de l'ensemble de ces constituants. Outre l'ozone, on peut noter l'implication particulièrement importante des composés chlorés et le rôle de régulateur qu'assure dans certains cas le dioxyde d'azote.

Les aérosols stratosphériques participent à l'activation du chlore dans la basse stratosphère. A la suite

d'éruptions volcaniques violentes, leur densité peut être multipliée dans la stratosphère par un facteur 10 à 100. La sédimentation des particules par gravitation limite leurs conséquences sur l'ozone à quelques années après leur injection dans la stratosphère. Leur effet à long terme sur l'équilibre de la couche d'ozone et sur l'équilibre radiatif reste toutefois à quantifier précisément.

L'équilibre thermique de l'atmosphère est principalement induit par les échanges radiatifs. Des variations locales d'un constituant radiativement actif peuvent entraîner des effets dans différentes couches de l'atmosphère même éloignées du forçage initial pour satisfaire les conditions d'équilibre radiatif. Les constituants connus pour leur forte contribution à l'effet de serre (CO₂, méthane, vapeur d'eau, ozone, aérosols...) et brassés dans la troposphère, jouent un rôle important sur l'équilibre radiatif de la stratosphère. La température est également un paramètre important pour la chimie atmosphérique du fait de la dépendance en température de la plupart des réactions chimiques mises en jeu.

La circulation générale et les processus dynamiques à toutes les échelles de temps et d'espace sont également susceptibles d'être modifiés par les changements de la troposphère ou de la stratosphère. Les processus dynamiques constituent une source de mécanismes de rétroaction ou d'amplification des changements de la stratosphère et du climat qui sont difficiles à évaluer du fait de la large gamme d'échelles spatiales sur laquelle ils se produisent. Par exemple les effets de réchauffement de la troposphère et de refroidissement de la stratosphère induits par l'effet de serre additionnel entraîne une diminution de la stabilité verticale modifiant largement la génération des ondes et leur propagation dans la moyenne atmosphère.

3.2. L'amplitude des éventuels changements

Si la destruction saisonnière de l'ozone en région polaire peut être quasiment totale à certaines altitudes de la basse stratosphère et de 20 à 40 % pour le contenu intégré d'ozone, aux moyennes latitudes, là où la densité de population est la plus importante, on s'attend à une réduction globale d'ozone de quelques pour-cent par décennie avec un maximum autour de la stratopause de 5 à 10 % (Brasseur et Hitchman, 1988). Les évolutions temporelles du CIO stratosphérique aux moyennes latitudes de l'hémisphère nord quantifiées à partir de la base de données du satellite UARS (Upper Atmospheric Research Satellite) dans la bande de latitude 40°-50°N, montrent une augmentation sur 7 années de l'ordre de 20-35 pptv/an.

Si l'on suppose une réduction annuelle d'ozone de 5 % par décennie autour de 40 km et de 7 % par décennie autour de 20 km (WMO, 1989), les modèles radiatifs (Miller et al., 1995) prédisent un refroidissement d'environ 0.5 Kelvin par décennie autour de la stratopause diminuant jusqu'à une valeur quasi-nulle autour de 25-

30 km. Si l'on ajoute une augmentation du CO₂ d'environ 5 % / décennie, le refroidissement passe alors de 0.4 Kelvin par décennie autour de 30 km à 1.1 Kelvin par décennie à 45 km. Cependant, le forçage dû à l'ozone est encore quantitativement incertain, principalement dans la basse stratosphère. Un refroidissement plus fort a été plus récemment calculé à partir des dernières estimations du profil vertical de diminution d'ozone (Hansen et al., 1997). Les tests de sensibilité réalisés montrent également que les changements de la concentration d'ozone autour de la haute troposphère/basse stratosphère jouent un rôle important dans le bilan radiatif. Les modèles climatiques à 3 dimensions (Global Climate Model) bien adaptés pour rendre compte du couplage entre les mécanismes radiatifs, photochimiques et dynamiques, prédisent pour la bande de latitude comprise entre ± 30°, une réponse relativement homogène de l'atmosphère associée à l'augmentation de l'effet de serre, avec une amplitude en assez bon accord avec celle simulée à partir des modèles à 2 dimensions dans lesquels la dynamique est moins bien représentée. Par contre, les modèles à 3 dimensions montrent que la dynamique peut avoir des effets contraires aux moyennes et hautes latitudes et dans la mésosphère. Bien que très incertaines, les amplitudes du changement du vent zonal prédit dans la stratosphère seraient de l'ordre de 1 ms⁻¹ par décennie (Rind et al., 1990).

3.3. L'échantillonnage, le bruit et la durée des séries

Les outils statistiques utilisés pour l'analyse des séries de mesures permettent de bien comprendre l'influence des différentes caractéristiques (échantillonnage, bruit,...) des séries de mesures sur la confiance que l'on peut avoir dans les variations géophysiques observées. Dans une première approche, pour quantifier, à partir de séries d'observations successives sur des périodes de plusieurs années, une éventuelle tendance uniforme moyenne, on utilise souvent une méthode de régression linéaire des moindres carrés. La confiance que l'on peut avoir dans cette estimation est donnée par l'expression suivante :

$$\sigma_t^2 = \frac{\sigma_r^2}{\sum_{i=1}^n [(t_i - \bar{t})^2]} \times \frac{(1 + \phi)}{(1 - \phi)}$$

Celle-ci dépend en premier lieu de la durée de la série t_i. Mais l'incertitude que l'on fait sur l'estimation de la tendance dépend également de la dispersion σ_r des mesures autour de la droite approximante (ou des fonctions plus complexes pour des représentations des données plus sophistiquées). Cette dispersion dépend des processus influençant la variabilité de l'atmosphère à des échelles interannuelles. Elle dépend également, pour une grande part, de la variabilité quasi aléatoire de l'atmo-

sphère et du bruit de mesures. Il apparaît donc que les instruments les mieux adaptés sont ceux qui possèdent un bruit de mesure inférieur à la variabilité atmosphérique résiduelle. Le nombre de mesures n est également un paramètre déterminant. Cependant en pratique comme deux mesures successives sont corrélées par les processus atmosphériques d'échelle de temps inférieure, elles ne sont pas indépendantes et l'incertitude sur l'estimation de la tendance doit être corrigée d'un facteur faisant intervenir l'autocorrélation (Frederick, 1984) qui compense l'augmentation de l'échantillonnage. La corrélation de mesures successives dans la stratosphère devient très faible ($< e^{-1}$) pour un intervalle de temps d'environ une semaine à un mois en fonction de l'altitude et du lieu. Ceci tendrait à montrer qu'un échantillonnage à une fréquence supérieure à la semaine est suffisant. En fait lorsque l'on dispose d'un échantillonnage plus important, il est plus profitable d'effectuer des moyennes afin de réduire la variabilité atmosphérique. L'intervalle temporel optimum dépend donc de plusieurs facteurs comme l'amplitude des variations géophysiques, la fréquence d'échantillonnage des mesures et le temps d'interdépendance des mesures. Cet optimum est une fonction ayant un maximum assez large autour de 2 semaines à un mois. La variabilité inter-annuelle peut également résulter de variations récurrentes sur quelques années qui doivent être quantifiées et retirées aux séries de données afin de réduire la variabilité résiduelle et améliorer la confiance dans l'estimation des tendances. Si les effets saisonniers sont les plus importants, d'autres fluctuations telles que celles induites par l'Oscillation Quasi Biennale (QBO) du vent équatorial doivent être considérées.

3.4. L'homogénéité des séries de mesures

L'un des facteurs les plus préjudiciable pour l'estimation des tendances climatiques dépend de l'apparition de discontinuités dans les séries de mesures. La principale préoccupation pour un observateur consiste donc à maintenir un jeu homogène. Un jeu de données homogène se définit comme une série de mesures dans laquelle les variations sont exclusivement dues à des variations cli-

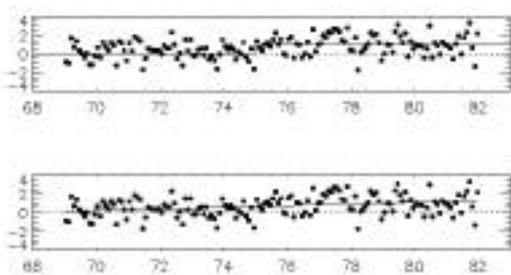


Fig. n°2 : Représentation d'une série de mesures artificiellement construite par un tirage aléatoire suivant une loi normale dans laquelle un décalage systématique (d'une amplitude égale à l'écart type des fluctuations) a été introduit au milieu de la série. Cette série est superposée à d'une part une fonction escalier (haut) et d'autre part une droite (bas). Ces fonctions sont déterminées par une régression de moindres carré de la série.

matiques. Les conclusions et l'analyse que l'on pourra établir à partir de séries contenant des variations artificielles non induites par l'atmosphère, seront inconsistantes et inutilisables. Ces inhomogénéités peuvent se produire de façon graduelle ou brusque. Les changements lents sont principalement associés au vieillissement de l'instrument mais les changements brusques sont en grande partie induits par des modifications volontaires visant à une amélioration des instruments. Si dans le cas des mesures depuis l'espace on rencontre principalement la première catégorie, dans le cas d'instruments au sol c'est exclusivement la seconde classe de variations instrumentales que l'on rencontre du fait de la différence d'accessibilité des deux types d'instrumentation. Les variations brusques peuvent être prises en compte plus facilement que les variations lentes du fait que les premières peuvent être identifiées dans le temps en les corrélant avec des changements instrumentaux, alors que les secondes échappent souvent au contrôle humain. Cette caractéristique intrinsèque des mesures au sol leur donne donc l'avantage pour fournir un jeu homogène.

Les variations brusques peuvent être générées par une multitude de raisons que l'on peut classer en quatre familles:

- 1 - Amélioration de l'instrument et réduction de biais de mesures,
- 2 - Modification de l'algorithme d'analyse des mesures,
- 3 - Modifications des conditions de mesures ou des protocoles,
- 4 - Amélioration de la précision, de la sensibilité ou de l'échantillonnage.

A partir de séries artificielles il est possible de tester les conséquences d'une variation soudaine de la valeur moyenne. Considérons une série construite par un tirage aléatoire suivant une distribution normale. A partir du milieu de la série on ajoute un décalage constant d'une amplitude égale à l'écart type des variations aléatoires. Si l'on cherche la droite des moindres carrés qui correspond à cette série, on trouvera alors une pente significative visuellement assez convainquante (**Figure n°2**). Par contre si l'on cherche à représenter cette série par une fonction escalier dont on ignore l'amplitude mais pour laquelle l'instant exact de la rupture est connu alors on détermine avec précision l'amplitude du saut de la moyenne et aucune tendance résiduelle ne persiste. En pratique, pour des instruments programmés pour fonctionner plusieurs décennies, il est quasiment impossible de ne pas intervenir sur l'instrument et de ne pas induire des modifications appartenant à l'une des catégories décrites ci-dessus. On peut qualifier alors la série de "quasi-homogène" lorsque les changements induits sont négligeables devant les variations climatiques attendues sur la durée de la série. Le choix des instruments pour la surveillance atmosphérique doit donc être basé en priorité sur l'absence de biais plutôt que sur le bruit qui est

principalement induit par la forte variabilité naturelle de l'atmosphère. L'exemple précédent montre l'importance de ne pas céder à l'envie d'appliquer trop fréquemment des changements instrumentaux destinés à améliorer les performances des instruments. Il apparaît également que l'on ne peut pas envisager de déduire avec une grande confiance une quelconque tendance climatique d'une série de mesures si elle n'est pas accompagnée d'un descriptif complet de son histoire. Ces informations sont regroupées sous le nom de meta-données et sont indispensables pour réaliser une surveillance climatique fiable.

3.5. Le choix des heures de mesures

Il apparaît qu'une grande fréquence de mesures est souhaitable afin de réduire la variabilité naturelle de l'atmosphère. Cette question reste valable à l'échelle des heures et du jour. Les évolutions atmosphériques de courtes périodes sont fréquemment associées à de faibles échelles verticales. La façon de s'affranchir de cette variabilité dépend du type d'instrument considéré. Pour des systèmes proposant de grandes résolutions verticales on peut s'affranchir de cette variabilité en appliquant un lissage vertical aux mesures étant données les échelles de temps et d'espace associées aux changements à long terme de la stratosphère comme dans le cas des sondes embarquées sous ballon qui résolvent des couches de plusieurs dizaines de mètres ou comme les mesures de contenus intégrés. D'autres instruments comme les lidars nécessitent une intégration temporelle qui permet de fait de réduire une partie de la variabilité associée aux petites échelles.

Cependant, certains paramètres, pour certains domaines d'altitude, peuvent présenter des variations systématiques, induites par l'alternance nuit/jour, avec des amplitudes parfois importantes qui doivent être prises en compte lorsque l'on choisit l'heure et la durée des mesures. En fait ces variations sont soit de nature géophysique et induisent dans les paramètres mesurés des

variations cycliques soit associées aux conditions de mesures (éclairage, température, humidité...) qui peuvent modifier le fonctionnement des instruments. Les conditions de mesures sont des facteurs particulièrement sensibles pour les mesures utilisant un capteur in-situ. Un fonctionnement aléatoire en fonction des heures de mesures rajoutera du bruit dans la série. Par contre, si la série débute à une certaine heure locale (ou dans certaines conditions d'éclairage) et qu'elle se termine à une autre heure alors le décalage induit par le cycle diurne se traduira, dans les observations, comme une variation à long terme. En toute rigueur, l'heure de mesure doit donc toujours rester la même d'un jour à l'autre. Cependant ceci n'est pas toujours possible principalement pour certaines mesures de télédétection qui dépendent de la couverture nuageuse.

Les variations diurnes de l'ozone observées à partir du radiomètre installé au plateau de Bure (France) et par des modèles photochimiques (Ricaud et al., 1994) montrent des variations principalement pendant le jour associées à des variations de l'insolation.

Ces variations sont assez lentes mais d'amplitude relativement faibles (< 10 %) dans la stratosphère et sont plus brutales et d'amplitudes plus importantes (10-80 %) dans la mésosphère. L'heure d'obtention de profils d'ozone doit donc être maintenue constante pour les mesures de jour. Elle peut être plus aléatoire de nuit mais doit cependant éviter les périodes de pénombre pendant lesquelles s'opèrent les changements les plus importants. D'autres espèces chimiques présentent des variations diurnes. Les variations diurnes du ClO stratosphérique aux moyennes latitudes de l'hémisphère nord ont été étudiées à partir des données micro-onde et du satellite UARS (Ricaud et al., 1997). Les variations mesurées et calculées sont en bon accord avec les modèles photochimiques à 4,6 hPa et en un peu moins bon accord à 2,1 hPa. Le ClO présente des variations lentes même en début de nuit (50 % / heure à 35 km à 18 heure) qu'il est important de considérer pour établir des séries homogènes.

Les variations diurnes de la température ont été observées à partir de mesures lidar obtenues pendant des campagnes de mesures en continu sur plusieurs jours (Gille et al., 1991) et à partir des mesures d'UARS (Keckhut et al., 1996). Des variations diurnes de l'ordre de ± 2 K avec une phase à 18 heure sont détectées autour de la stratopause. Des variations semi-diurnes se propageant avec des amplitudes encore plus grandes sont observées dans la mésosphère. Bien que des différences d'amplitude apparaissent dans les modèles, les phases attendues et observées sont en assez bon accord. Compte tenu des amplitudes des marées atmosphériques, il apparaît que si l'on change l'heure de mesure au cours du temps, de nuit comme de jour, on peut induire dans les séries de mesures de la température de la haute stratosphère et de la mésosphère, des variations de l'ordre de

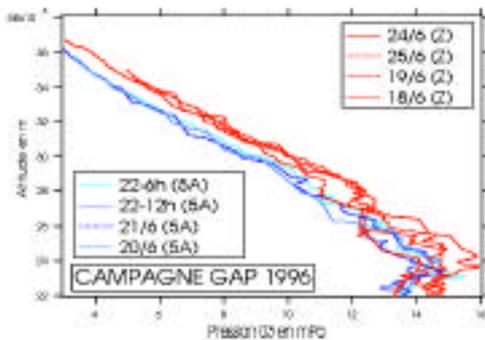


Fig. n°3 : Profils verticaux d'ozone obtenus avec deux lots de sondes du même type mais de fabricants différents lors de la campagne de Gap (France) en Juin 1996.

plusieurs Kelvin par décennie bien supérieures aux changements anthropiques attendus.

4. LES TECHNIQUES DE MESURE

4.1. Les mesures in-situ

Les mesures in-situ sont basées sur notre connaissance des modifications des propriétés physiques de certains matériaux, liquides ou gaz au contact des milieux étudiés. Historiquement, c'est de cette manière qu'ont été réalisées les premières mesures physiques et plus particulièrement les premières mesures des paramètres atmosphériques. Cette méthode impose le contact physique entre le capteur et le milieu à mesurer. Si en laboratoire cela ne constitue pas un inconvénient, cette condition limite le domaine atmosphérique mesurable au domaine humainement accessible. Cet obstacle a tout de même été contourné en remplaçant les quelques aventuriers-aéronautes par les techniques de télémétrie. Si les ballons météorologiques sont malgré tout limités à la moyenne et basse stratosphère, les ballons stratosphériques plus volumineux, les fusées et les avions restent d'un coût prohibitif non compatible avec une surveillance continue. Malgré tout, dans le passé, des programmes fusées de mesures systématiques pendant plusieurs décennies ont été mis en place à partir d'un nombre très varié de sites par les Etats-Unis, par l'Union Soviétique et plus modestement par le Japon. Ces mesures sont très coûteuses principalement parce que ces instruments ne sont pas réutilisables et ne permettent souvent d'obtenir qu'un seul profil. De plus le milieu sondé peut être modifié par la présence du capteur et de son porteur. Le milieu peut également agir sur les conditions de mesure. Ces phénomènes se produisent avec un faible contrôle du fait de l'éloignement de l'instrument. C'est pourquoi, bien que les réseaux de radiosondage possèdent certaines caractéristiques intéressantes pour la surveillance comme la précision, la couverture spatiale et temporelle, et échantillonnage vertical et temporel, ils sont sujet à de fortes inhomogénéités (Gaffen, 1994). De même les sondages fusées ont connu des changements instrumentaux qu'il est nécessaire de considérer (Keckhut et al., 1998). En plus des interventions réalisées volontairement, ces séries peuvent être perturbées par des changements qui échappent aux responsables des séries de mesures comme ceux associés aux modifications de fabrication des capteurs ou des véhicules porteurs. Ceci est d'autant plus critique que chaque nouveau profil est obtenu à partir d'un nouvel instrument. Par exemple des différences importantes ont été observées entre des mesures obtenues à partir de sondes ozone d'un même type lors d'une campagne en Juin 1996 qui s'est tenue à Gap (France). Durant cette campagne de deux semaines, 4 sondes fournies par la société Science Pump (SPC 5A) et 4 sondes provenant de la société ENSCI (Modèle Z) ont été indifféremment utilisées pour des sondages atmosphériques

sous ballon. La superposition des profils fait apparaître très clairement dans la moyenne stratosphère (20-35 km) un biais augmentant avec l'altitude (jusqu'à 20 %) qui peut clairement être associé au type de fabrication de la sonde (**Figure n°3**). Il est probable que cette différence ne soit pas due à la provenance de la sonde mais à une série de fabrication différente et défectueuse car aucune différence de cet ordre n'avait été décelée auparavant lors des campagnes de comparaison en chambre de simulation mettant en jeu les deux sondes de fabrication différente.

4.2. Les mesures par télédétection

L'utilisation des techniques de télédétection n'est pas nouvelle et remonte au début de la vie terrestre lorsque les animaux ont pu utiliser avec habileté et imagination leur sens tels que la vue, l'ouïe et l'odorat, pour recevoir à distance, des informations de leur environnement changeant. L'arc-en-ciel, les halos, la couleur du ciel et les nuages sont autant de phénomènes visuels observables à distance qui renseignent (à qui sait interpréter) sur la composition de l'atmosphère. Les systèmes de télédétection sont composés de sources émettant des ondes et de détecteurs destinés à recevoir ces ondes qui, après interaction avec le milieu sondé, peuvent être interprétées. Les méthodes de télédétection comparées aux méthodes basées sur des capteurs in-situ demandent des moyens humains et financiers plus réduits, du fait qu'elles n'utilisent qu'un seul instrument actionné depuis le sol. Ces systèmes peuvent être séparés en deux grandes catégories en fonction de la nature de la source émettrice : systèmes passifs ou actifs.

Les systèmes passifs observent et captent le signal émis par une source naturelle de radiation comme le soleil, les étoiles ou l'émission de la haute atmosphère. La principale caractéristique de ces instruments correspond à une information intégrée le long de la ligne de visée et qui ne permet pas d'avoir directement accès à la distribution verticale. Ces méthodes reposent sur la stabilité spectrale des sources naturelles et se regroupent dans la famille des spectromètres et photomètres. Elles ont été utilisées depuis des décennies et sont très bien adaptées pour mesurer des contenus intégrés de constituants présentant de fortes raies d'absorption. Le premier spectromètre utilisé pour la mesure de constituants stratosphériques par absorption de la lumière solaire fut développé par Dobson en 1926 et dédié à l'ozone. Le principe de la mesure est basé sur l'absorption de l'ozone dans l'ultraviolet à deux longueurs d'onde différentes, l'une présentant une absorption forte, l'autre une absorption faible. Cette méthode de mesure d'un constituant par comparaison de son absorption à deux longueurs d'onde différentes s'appelle la méthode d'absorption différentielle. Le spectromètre utilise un prisme comme élément dispersif. Les problèmes instrumentaux induits par les éventuelles dérives de l'optique et du système dispersif

en particulier, nécessitent des calibrations régulières. La principale limitation de la spectrométrie à deux longueurs d'ondes réside dans la présence de diffusions et d'absorptions parasites induites par les autres constituants. Une des solutions consiste à utiliser un spectromètre à balayage permettant d'obtenir des spectres sur un large domaine spectral. Cependant, compte-tenu de la variabilité de transmission atmosphérique durant l'enregistrement du spectre, ces instruments n'ont pas apporté une amélioration significative. L'apparition des détecteurs en barrette, sur le marché à partir de 1985, a permis de faire un grand pas dans la spectrométrie atmosphérique UV-visible. L'observation simultanée d'un grand nombre de longueurs d'onde sur une large bande spectrale a permis de s'affranchir des variations temporelles de transmission atmosphérique (Solomon et al., 1987). Cette technique, basée sur la reconnaissance de la signature spectrale à haute résolution, présente l'avantage de différencier simultanément les principaux constituants. L'autre avantage associé à l'utilisation de l'ensemble du spectre et principalement de sa partie visible correspondant aux bandes de Chappuis (450-600 nm) réside dans la possibilité de faire des mesures pour un soleil bas sur l'horizon (Pommereau et Goutail, 1988). Cette caractéristique a permis des mesures dans les régions polaires en hiver ou la distance zénithale solaire est supérieure à 80°. La section efficace d'absorption de l'ozone dans les bandes de Chappuis ne dépend quasiment pas de la température (Amoruso et al., 1990 ; Brion et al., 1998) et apporte un avantage supplémentaire à la méthode dans des régions où la température de la stratosphère peut varier de -80 à -20°C. En observation zénithale, l'instrument devient très sensible lorsque le soleil est bas sur l'horizon du fait que les rayons du soleil traversent une épaisseur d'ozone plus importante. Cependant comme le flux enregistré par l'instrument diminue, sa gamme de fonctionnement optimale est située pour des angles zénithaux allant de 86 à 91°. Des informations sur la distribution verticale peuvent tout de même être obtenues dans certaines conditions. L'une d'elle consiste à faire des mesures continues pendant que le soleil passe d'un angle zénithal de 60 à 90°. Ces mesures successives donnent un poids variable aux différentes couches de l'atmosphère. Connu sous le nom d'effet "Umkehr" (Götz et al., 1934), ces mesures peuvent être inversées pour obtenir une information sur la répartition verticale de l'ozone avec cependant une résolution assez limitée. Des méthodes similaires sont en cours de développement pour inverser les mesures crépusculaires obtenues à partir de spectromètres UV/visible.

Une autre méthode de mesure passive de l'atmosphère à partir du sol utilise un radiomètre micro-ondes. Un radiomètre micro-onde mesure l'intensité du rayonnement thermique de l'atmosphère dans une bande de fréquence déterminée, contenant une raie d'émission de la stratosphère de la molécule que l'on veut étudier. Cette

méthode permet d'effectuer des observations 24 heures par jour, pour peu que la qualité du ciel soit suffisante. Par exemple, pour l'ozone qui présente un grand nombre de raies, sont généralement utilisées les raies à 111, 142 et 208 GHz, pour le monoxyde de chlore les raies à 204 et 278 GHz, pour la vapeur d'eau la raie à 22 GHz. Le signal est détecté par une antenne et transmis à un mélangeur qui reçoit également un signal émis par un oscillateur local à une fréquence légèrement différente. Le mélangeur permet de réaliser un battement des deux fréquences incidentes fournissant à la sortie une onde à une fréquence nettement inférieure qui peut être filtrée, amplifiée, transportée et analysée beaucoup plus facilement que l'onde à haute fréquence initiale. Cette technique de l'hétérodynage permet de conserver l'intégralité du signal initial qui est transmis à un spectromètre (filtres, autocorrélateur ou acousto-optique). L'étalonnage du système est généralement effectué en utilisant une charge chaude (matériau à température ambiante) et une charge froide (azote liquide). Le signal étalonné en tenant compte également des paramètres instrumentaux doit alors être traité par une méthode d'inversion utilisant un code de transfert radiatif pour le calcul synthétique de la raie d'émission à partir d'un profil a priori et une méthode d'inversion, généralement la méthode de Backus-Gilbert (1970) ou la méthode de l'estimation optimale de Rodgers (1976, 1990). Le code de transfert radiatif tient compte du fait que la raie moléculaire est élargie par la pression atmosphérique qui augmente de la haute atmosphère vers le sol. L'inversion de la raie d'émission moléculaire permet de restituer le profil vertical de concentration moléculaire dans certaines limites d'altitude : la limite supérieure est fixée par la résolution spectrale du spectromètre au centre de la raie, la limite inférieure dépendant de la largeur totale du spectromètre. Une limitation importante de cette méthode est la faible résolution verticale du profil qui est généralement de l'ordre de 10 à 20 km. Une amélioration de la qualité du profil résultant peut être obtenue par une intégration des raies sur une durée de l'ordre de l'heure pour l'ozone, de quelques dizaines d'heures pour des raies très faibles comme ClO et la vapeur d'eau. La précision des résultats est limitée à 5-15 % selon la durée de l'intégration temporelle et l'altitude (de La Noë et al., 1998). Les principales sources d'erreur sont les erreurs de mesure (bruit thermique propre du radiomètre, gain d'étalonnage, conversion de la direction d'observation au zénith, qualité de la ligne de base instrumentale), les erreurs induites par le code d'inversion (profils de température et de pression, paramètres spectroscopiques, contribution du profil a priori et fonctions instrumentales).

D'autre part il existe les méthodes dites actives qui reposent sur le principe de l'émission d'un signal bref et de la réception temporelle de l'écho. Ces méthodes offrent l'avantage d'identifier précisément la distance du volume sondé. Le principe de base consiste à envoyer une onde d'une impulsion courte dans l'atmosphère à un

moment donné et d'en recevoir l'écho. En fonction de la vitesse de l'onde on peut établir une relation directe entre le temps et l'espace. En fonction du type d'onde les instruments sont dénommés radar, sonar ou lidar. Pour la stratosphère c'est le domaine optique qui est généralement utilisé. L'amplitude de l'écho est donc directement proportionnel aux molécules et particules contenues dans l'atmosphère et à l'atténuation par le volume traversé. On peut en déduire un signal relatif à la diffusion particulaire et à la densité moléculaire (et donc la température). Les gaz présentant une concentration atmosphérique très faible ne contribuent pas significativement à la diffusion de la lumière. Par contre, certains gaz tel que l'ozone possèdent une section efficace d'absorption suffisamment grande pour utiliser la technique de mesure d'absorption différentielle par laser : DIAL (Schotland, 1964). Les modifications spectrales de la lumière rétrodiffusée sont également porteuses d'information concernant la température et le vent. Le bruit de mesures dépend principalement du nombre de photons collectés et donc de la surface du collecteur et de la puissance du laser, du temps d'intégration et de la résolution verticale. L'ajustement de ces deux paramètres a permis d'étudier des fluctuations d'échelles spatiales et temporelles très diverses. Pour les échelles liées aux changements climatiques, les développements technologiques permettent pour la stratosphère des niveaux de bruit satisfaisants. Les limites sont atteintes pour les couches atmosphériques les plus élevées où la densité est considérablement plus faible. Les méthodes lidar utilisées pour la surveillance atmosphérique, sont basées sur des rapports de signaux afin d'être le plus possible indépendantes des paramètres instrumentaux. Cependant, ces méthodes ne sont pas dépourvues de biais. Quatre sources d'erreur sont communément évoquées pour les lidars. Il s'agit :

- des effets induits par la variation rapide de la dynamique de mesure, comparés aux performances des capteurs,
- de l'extraction du bruit de fond lumineux et instrumental,
- des alignements entre émission et réception,
- de la présence de particules.

Ces difficultés techniques sont bien connues et généralement bien maîtrisées (SPARC/IOC/GAW, 1998). La grande gamme verticale de la dynamique du signal est due à la diminution exponentielle de la densité moléculaire. Du fait de la faiblesse des signaux mesurés, des photomultiplicateurs en mode comptage sont souvent utilisés. Ces systèmes ne permettent pas de mesurer un signal sur plus de trois ordres de grandeur. Pour cette raison les lidars utilisent plusieurs canaux de sensibilités différentes qui sont raccordés dans le domaine de recouvrement des signaux. Les difficultés pour estimer le bruit proviennent du fort éblouissement que subissent les photomultiplicateurs qui induit une augmentation momentanée du bruit. Cette dépendance temporelle du bruit est

estimée et réduite en limitant le bruit dû à la pollution lumineuse (réduction de champs et filtrage) et en utilisant des obturateurs mécaniques ou électroniques pour diminuer l'intensité maximum de l'exposition des détecteurs. Le recouvrement entre le champ du télescope et le faisceau laser est rendu difficile du fait des effets éventuels de parallaxe induit par l'éloignement plus ou moins important entre l'axe de l'émetteur et du récepteur, des effets de défocalisation (du fait du déplacement du volume sondé) et de l'utilisation de champs de vue réduits (pour limiter le bruit de la lumière parasite issue du fond de ciel). Un compromis doit être trouvé pour chaque système et des techniques pour contrôler la qualité des réglages doit être mis en oeuvre (Keckhut et al., 1993). La présence d'aérosols est également une source de biais soit par la rétrodiffusion directe qu'ils génèrent soit par l'atténuation qu'ils induisent. Des solutions spécifiques sont utilisées telle que la diffusion Raman donnant lieu à une émission à une longueur d'onde dépendant uniquement de la molécule interceptée. Les lidars sont limités aux bonnes conditions de transparence atmosphérique. Cependant de nombreux sites permettent de rencontrer fréquemment (> 50 %) de bonnes conditions.

5. LES RÉSEAUX DE MESURES

5.1. La mise en place des réseaux

Depuis les trois dernières décennies, un certain nombre d'instruments ont fourni régulièrement des mesures des paramètres physiques de la stratosphère. Celles-ci ont été obtenues dans le cadre de réseaux internationaux dont les objectifs portaient principalement sur la prévision météorologique, sur la caractérisation de la composition de la moyenne atmosphère, et sur l'étude et la quantification des principales causes de variabilité atmosphérique à courte et moyenne échelle temporelle. Aujourd'hui se posent les questions spécifiques et nouvelles de l'évolution à moyen et long terme de l'atmosphère : son amplitude, le profil vertical des changements, sa distribution en latitude et les différentes causes qu'elles soient naturelles ou anthropiques. De longues séries de données ont déjà été obtenues dans de nombreux sites à partir des différents réseaux de l'Organisation Mondiale de la Météorologie organisés autour d'une technique de mesure. Ils portent sur les mesures d'ozone (Dobson, Umkehr, ozonosondages...) et les paramètres physiques (sondage PTU, sondages fusées...). Certains ont permis d'établir les premières climatologies de la distribution verticale de ces paramètres atmosphériques et de quantifier les variations horizontales. D'autres ont été justifiés pour la prévision météorologique. Durant cette dernière décennie, de nombreux chercheurs ont tenté d'observer les changements climatiques en utilisant les données disponibles à partir desquelles ils ont obtenu des résultats préliminaires. Ces études ont souvent montré de sévères limitations pour

détecter ou quantifier des changements d'origine anthropique, soit du fait de l'inhomogénéité des données dans une même série induit par des effets instrumentaux ou des changements des conditions de mesures soit entre les différents sites du réseau du fait de la variété d'instrumentation et des protocoles de mesures. Compte tenu du caractère unique et irremplaçable de ces mesures historiques ainsi que de leur relativement grande extension temporelle, ces séries sont poursuivies et sont encore analysées en établissant si possible à posteriori l'historique des changements instrumentaux et en sélectionnant parmi les données existantes celles qui présentent la meilleure homogénéité. Ceci peut consister à sélectionner certaines stations, ou certaines périodes pendant lesquelles une plus grande confiance peut être accordée à la continuité des mesures. De ce fait, il existe aujourd'hui de nombreux pseudo ou sous-réseaux qui diffèrent les uns des autres par leur critère de sélection. Par exemple le réseau Dobson automatisé (Automated Dobson Network), auquel appartient l'instrument de l'OHP, est un sous réseau constitué de 8 instruments auxquels un protocole similaire de calibration est appliqué sous la coordination de la NOAA. Outre la mesure de l'ozone total, ce sous-réseau permet, grâce à un fonctionnement automatisé, l'obtention de profils à partir de la méthode Umkehr.

Aujourd'hui nous sommes entrés dans une nouvelle ère dans laquelle les programmes futurs de mesures doivent être développés spécifiquement pour assurer une surveillance fiable de l'atmosphère pour les prochaines décennies. Le développement de ces programmes doit s'appuyer sur la combinaison de plusieurs techniques complémentaires, sur une implication forte de chercheurs, et sur un nombre de stations limitées mais représentatives des différentes régions et dont la qualité soit en parfaite adéquation avec la problématique de surveillance des changements à moyen et long terme. L'une des composantes importantes de ces programmes est le réseau de détection des changements de la stratosphère (NDSC).

L'idée de constituer un réseau de qualité à partir d'instruments utilisant majoritairement les techniques de télédétection pour observer, quantifier et comprendre les changements d'origine anthropique de la stratosphère avait été discutée pour la première fois dans un groupe de travail en 1986. Les objectifs de ce réseau consistent à identifier le plus rapidement possible les changements de la stratosphère (dont la diminution de la concentration d'ozone), de fournir une base de données de qualité permettant la validation satellitaire et des observations fiables pour contraindre et valider les modèles (Kurylo et Solomon, 1990). Pour permettre d'offrir une couverture optimum, compte tenu des contraintes de qualité, de financement et de potentiel humain de la communauté et des paramètres climatiques à étudier, il a été proposé que le réseau débute avec 5 à 6 stations primaires équipées

avec l'ensemble des instruments recommandés: stations de moyennes latitudes, polaires et tropicales pour chaque hémisphère. En fonction des spécificités de chaque site comme l'orographie, la géographie et la météorologie locale, et des installations existantes, ces stations primaires ont souvent été des stations composites. Des stations complémentaires et mobiles ont également été incluses dans le réseau pour étendre la couverture spatiale et permettre des intercomparaisons (**Figure n°4**). Le réseau a démarré officiellement en Janvier 1991 avec les sites déjà existants tels que celui de la station Alpine. L'observatoire de Haute Provence (OHP) est associé à l'observatoire de la Jungfraujöch, l'observatoire de Bordeaux et le plateau de Bure pour constituer la station de moyenne latitude de l'hémisphère nord appelée "Station Alpine". Bien que de nombreux instruments de télédétection aient été choisis, des instruments plus anciens faisant appel à des techniques plus traditionnelles ont été également retenus du fait de l'extension des mesures dans le passé, pour permettre une comparaison sur le terrain des performances réelles des différentes techniques. Dans ce réseau on peut identifier un sous-réseau SAOZ (Système d'Analyse par Observation Zénithale) constitué de spectromètres UV-visibles tous semblables et développés par le Service d'Aéronomie. Ces instruments étant automatiques, compacts et ayant prouvé leur fiabilité, ils peuvent être multipliés sur de nombreux sites complémentaires.

5.2. La qualité et l'homogénéité spatiale des mesures

L'homogénéité de ces réseaux est assurée par des campagnes fréquentes consistant soit à déplacer tous les instruments sur un même site soit à utiliser un instrument mobile de référence allant d'un site à l'autre. Une campagne internationale (JOSIE : Jülich Ozone Sonde Intercomparison Experiment) d'intercomparaison de sondes ozone, s'est tenue du 5 février au 8 mars 1996 au Centre de Recherche de Jülich. Cette campagne consistait à comparer les performances des sondes utilisées en routine dans chacune des stations dans une chambre de simulation sous différentes conditions atmosphériques avec un photomètre UV comme référence. Les 8 laboratoires présents, provenant de 7 pays différents ont comparé les quatre grands types de sondes (ECC, Brewer Mast, Japanese KC79, et indienne) les plus fréquemment utilisés pour ces mesures. Des erreurs relatives de l'ordre de 10 à 20 % ont été observées ainsi que des biais systématiques qui généralement augmentent avec l'altitude (Smit et al., 1996). Les sondes de type ECC que les équipes françaises utilisent dans les stations de l'OHP de La Réunion et à Dumont D'Urville semblent être les plus fiables. De même, en Septembre 1992 à Camborne (R.U.) et en Juin 1996 à l'OHP, des campagnes d'intercomparaison NDSC/SCUVS (Stratospheric Climatology by UV-visible Spectrometry) ont été organisées. Cette dernière regroupait 16 spectromètres UV-Visible destinés à

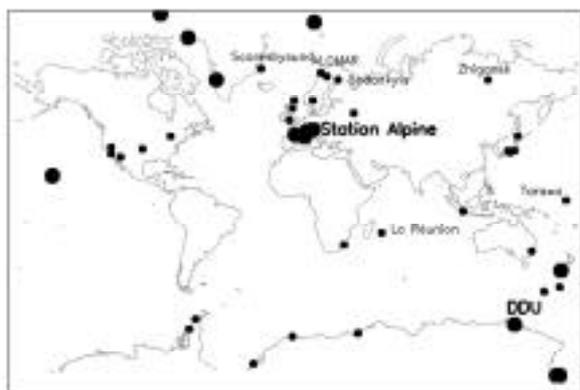


Fig. n°4 : Représentation des sites primaires (grand rond) et secondaires (petit rond) du réseau NDSC en Juillet 1997. Les noms des stations dans lesquelles les chercheurs français ont été également indiqués.

la mesure des contenus intégrés de constituants traces comme principalement l’ozone et le NO_2 . La comparaison des mesures a permis de montrer une homogénéité entre les mesures des instruments de 1 % pour l’ozone et 5 % pour NO_2 (Vaughan et al., 1997 ; Roscoe et al., 1998) et a également permis lors d’ateliers spécifiques de mieux comprendre l’origine des biais de mesure.

Deux campagnes d’un autre type ont eu lieu à l’OHP pour valider les mesures de température et d’ozone stratosphérique par lidar pendant l’été 1992 (McGee et al., 1994 ; Singh et al., 1996) et 1997 avec le déplacement d’un instrument mobile de la NASA/GSFC. Des accords inférieurs à 2 % pour la température et 5 % pour l’ozone ont été obtenus. Les plus grandes différences apparaissent en haut des profils où l’incertitude sur l’amplitude des biais est la plus grande. Ce type de comparaison a également permis de mettre en évidence le biais induit par la présence d’aérosols volcaniques (éruption du volcan Mont Pinatubo en Juin 1991) et l’importance des erreurs concernant la modification de la référence d’altitude survenue sur le lidar température à la suite des modifications de l’instrument.

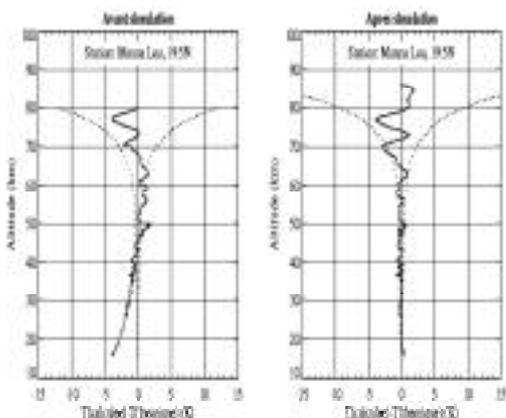


Fig. n°5 : Différences de température (K) entre le profil calculé et le profil initial a) avant et b) après que les optimisations aient été apportées au programme de traitement du JPL (Leblanc et al., 1998).

De la même façon, le radiomètre micro-onde destiné à la mesure de ClO, implanté sur le Plateau de Bure (France) depuis Octobre 1992 a été déplacé à Mauna Kea (Hawaii) de l’été 1996 au printemps 1997 en vue d’une intercomparaison avec son homologue américain de fabrication identique (Millitech Co.) lui-même déjà comparé avec celui qui fonctionne en Antarctique. Les résultats de cette campagne ont montré un accord global inférieur à 5 % (0.05 ppbv). D’autres intercomparaisons ont été entreprises dans un cadre plus informel comme celles concernant les mesures de vent à l’OHP obtenues simultanément par un Radar V.H.F à 72 MHz et le lidar Doppler incohérent (Dole et al., 1998). Des exercices de comparaisons d’algorithmes sont également régulièrement réalisés afin de mieux comprendre l’existence de biais résultant de l’inversion elle-même (Leblanc et al., 1998 ; Steinbrecht et al., 1996).

Ces études sont basées sur l’utilisation de signaux artificiels (Figure n°5) ou à partir des signaux d’un même instrument analysé par l’algorithme de chaque équipe.

5.3. La continuité des séries

Il apparaît clairement que si les méthodes optiques de télédétection sont intrinsèquement plus fiables que les mesures in-situ pour permettre une mesure à long terme, les séries, déjà obtenues, souffrent probablement encore de nombreuses discontinuités. Ces événements tendent à disparaître et sont de mieux en mieux maîtrisés. Les éventuelles discontinuités peuvent être prises en compte dans l’analyse lorsque ces dernières sont correctement renseignées. Cet objectif d’information sur les données demande un gros investissement, qui est cependant indispensable et qui trouvera sa légitimité à travers la structure des réseaux. Cependant ces séries dans le passé n’ont pas toujours connu un tel soin principalement dans leur phase de développement où l’objectif de surveillance n’était pas leur seule vocation. Un certain nombre de méthodes statistiques permettant de détecter la présence éventuelle de discontinuités dans une série, ont été développées par la communauté des climatologues. Ces

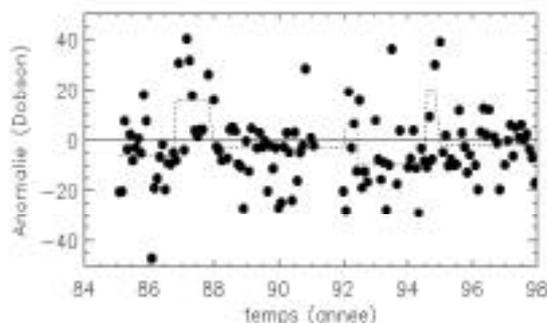


Fig. n°6 : Evolution de la différence mensuelle des colonnes d’ozone mesurées à l’OHP et à Bordeaux depuis 1985. Le trait pointillé étant l’estimation de l’évolution de la médiane déterminée par un algorithme du type Mann-Whitney.

méthodes bien que très utiles doivent être considérées en dernier recours ou en complément de l'historique de l'instrument du fait qu'il existe toujours une ambiguïté, lorsque l'on détecte une discontinuité dans les données, pour l'attribuer à une cause instrumentale plutôt que géophysique. Ces méthodes prennent par contre toute leur dimension lorsqu'elles sont utilisées directement sur la différence entre deux mesures indépendantes du même paramètre obtenues dans des sites suffisamment proches pour que l'on puisse les supposer climatiquement identiques. On peut citer la comparaison entre les données température obtenues par le lidar Rayleigh de Biscarosse (CEL) et de l'OHP, ou la comparaison entre les profils d'ozone obtenus par lidar et par la méthode Umkehr à l'OHP (Lacoste et al., 1992) ou enfin la comparaison des contenus intégrés d'ozone enregistrés par le Dobson de l'OHP et celui de Bordeaux. La comparaison entre les séries de mesures des deux Dobsons français représentée dans la **Figure n°6** fait apparaître de petites discontinuités que l'on peut mettre en évidence par un algorithme du type Mann-Whitney (Siegel et Castellan, 1988), dont il faut maintenant comprendre l'origine.

6. DESCRIPTION DES SÉRIES DE MESURES OBTENUES A LA STATION ALPINE

Les instruments mis en place dans le cadre de ces réseaux commencent maintenant à atteindre un bon degré de maturité. Certains instruments ont produit des mesures régulièrement, avant l'établissement du réseau NDSC, qui s'étendent maintenant sur environ une décennie pour la station Alpine ou pour certaines stations polaires complémentaires. Cependant l'amélioration des technologies a imposé dans le passé de nombreux changements instrumentaux dont certains pourraient avoir induit des inhomogénéités dans les séries de mesures. Afin de mieux appréhender la qualité des séries existantes et pour permettre de bien comprendre et d'identifier les facteurs influençant la continuité des mesures, un gros effort a été entrepris par la communauté française pour identifier et renseigner les changements instrumentaux les plus importants. Ci-dessous les principales évolutions sont décrites pour les instruments fonctionnant dans le cadre de la station Alpine qui est l'une des stations primaires du réseau NDSC et qui est la station qui présente les plus longues séries de mesures simultanées de ce type.

6.1. Le contenu intégré d'ozone mesuré par les Dobsons

Deux instruments de ce type, inclus dans le réseau mondial, fonctionnent depuis plus d'une décennie en France. Le Dobson n°49 a fonctionné de 1976 à 1983 à la station du Centre d'Essais des Landes à Biscarosse avant d'être installé depuis 1985 à l'Observatoire de Bordeaux, à quelques dizaines de kilomètres. Ce changement de site

qui aurait pu être source d'inhomogénéités dans la série, n'a pas induit de différences systématiques selon le modèle de régression qui ne décèle une différence entre les séries obtenues successivement dans chaque lieu que de quelques unités Dobson. Le Dobson n°85 installé depuis 1983 à l'Observatoire de Haute-Provence opère quant à lui dans le cadre du sous-réseau Dobson automatisés. La mesure moyenne du contenu intégré d'ozone est moins bruitée à l'OHP car elle est basée sur un plus grand nombre de mesures au cours de la journée. A Bordeaux environ 5 mesures par jour sont obtenues alors qu'à l'OHP le nombre des mesures atteint fréquemment 20 mesures par jour. Ces instruments sont régulièrement étalonnés (15 jours) à l'aide de lampes spécifiques et participent tous les 4 ans à une intercomparaison avec un instrument mobile, lui-même comparé à l'étalon n°83 (Komhyr et al., 1989) maintenu depuis 1962 avec une précision inférieure à $\pm 1\%$. La comparaison entre les deux séries a mis en évidence quelques différences qui doivent être comprises car elles peuvent avoir des conséquences sur l'évaluation des tendances.

6.2. Le contenu intégré d'ozone et de NO₂ mesuré par le spectromètre SAOZ

Les spectromètres UV/visible du même type que le SAOZ sont très performants lorsque le soleil n'est pas très haut sur l'horizon, et ont donc tout d'abord été installés dans les régions polaires. A l'OHP un instrument de ce type n'a été installé que depuis 1992 et ne montre aucun biais avec les mesures Dobson ($0.1 \pm 3.8\%$) mais une variation saisonnière un peu différente (Guirlet et al., 1998) du fait des variations du facteur de masse d'air qui est supposé constant dans l'analyse des mesures (Sarkissian et al, 1995). Le doublement de la résolution de l'instrument a représenté l'évolution majeure de ce spectromètre qui a nécessité un retraitement de l'ensemble de la base de données.

6.3. Le profil vertical d'ozone mesuré par le spectromètre micro-onde

Une première série de mesures micro-ondes de profils d'ozone a été obtenue de 1986 à 1991 au moyen d'un radiotélescope utilisé parallèlement pour des mesures en astrophysique. Une étude des variations diurnes et saisonnières de l'ozone stratosphériques a été menée par Ricaud et al. (1991, 1994). Un nouvel instrument micro-onde totalement dédié à la mesure d'ozone a été mis en chantier mais n'a vraiment commencé à donner des observations systématiques exploitables qu'à partir de 1995. De plus, depuis le début de la mise en opération, des modifications et améliorations successives ont été réalisées dans le système, susceptibles d'introduire des biais dans les profils restitués. L'effet de ces modifications devrait être limité car l'analyse des sources d'erreur de la mesure a permis de les prendre en compte dans les codes de transfert radiatif (de La Noë, 1998).

6.4. Le profil vertical ClO mesuré par le spectromètre micro-onde

Cet instrument installé sur le Plateau de Bure en 1992, n'a fonctionné vraiment que depuis 1993 (Ricaud et al., 1997) avant d'être envoyé pour intercalibration à Mauna Kea (Hawaii). Cependant les transports aller et retour ont détérioré l'instrument qui a nécessité différentes réparations. La série de mesures obtenue n'est actuellement pas suffisante pour se rendre compte si les réparations ont modifié les caractéristiques de l'instrument.

6.5. Le profil vertical d'ozone mesuré par le LIDAR DIAL

Cette technique maintenant largement utilisée pour l'obtention de profils verticaux d'ozone nécessite l'émission de deux rayons laser (Mégie et al., 1977 ; 1985) dont l'une des radiations est absorbée par l'ozone. Le rapport entre la quantité de photons rétrodiffusés par les molécules atmosphériques aux deux longueurs d'onde, est donc une mesure directe de la quantité intégrée d'ozone du sol à l'altitude où se produit la rétrodiffusion. L'analyse des signaux temporels permet la détermination du profil d'ozone. En plus des sources de biais dues aux techniques lidar en général d'autres sources d'incertitudes peuvent affecter l'homogénéité des séries (Pelon et al., 1986, Godin et al., 1989). Les techniques de filtrage permettent artificiellement de réduire le bruit de mesure dans le haut du profil mais introduisent également des biais systématiques (**Figure n°7**). Même si l'analyse des mesures ne change pas, les améliorations successives de portée de l'instrument peuvent modifier l'amplitude de ce biais. Les premières mesures d'ozone par lidar en France datent de 1977 et utilisaient des laser à colorant. Depuis septembre 1983, des laser Exciplex fournissant des puissances lumineuses de plus en plus importantes ont été successivement utilisés. Depuis 1986, des mesures systématiques sont obtenues à l'OHP avec une cadence grandissante. Des changements instrumentaux

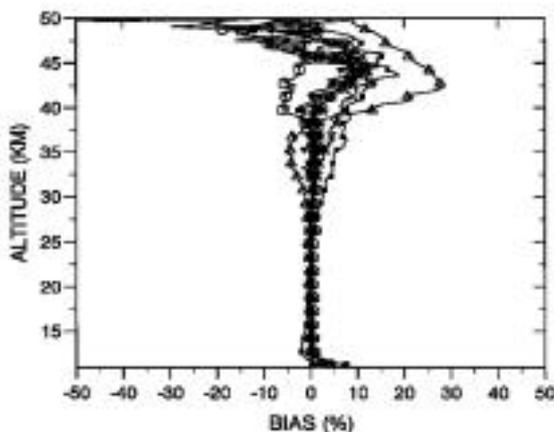


Fig. n°7 : Comparaison du biais sur le profil vertical d'ozone induit par le filtrage des données lidar réalisé par différents types d'analyses mises en œuvre dans le cadre du NDSC.

concernant le système de comptage et les détecteurs se sont produits respectivement en 1989 et 1990. En 1991, la qualité des mesures s'est considérablement améliorée grâce à l'utilisation d'un obturateur mécanique (permettant de faire disparaître les problèmes de signaux induits), et à l'augmentation de la puissance laser. En 1994, ce système a connu une nouvelle étape importante par l'utilisation d'un nouveau récepteur, d'un nouveau spectromètre permettant l'acquisition simultanée de 6 signaux : les 2 voies principales on et off, les 2 voies de sensibilité plus faible permettant d'augmenter la dynamique de mesure, et les deux voies Raman permettant d'abaisser le bas du profil aux régions où les aérosols stratosphériques résident (McGee et al., 1994).

6.6. Les profils verticaux d'ozone et de température mesurés par sondage ballon

Des sondages d'ozone réguliers (une fois par semaine) à partir de ballons ont été réalisés par Météo-France à Biscarosse de Mars 1976 à Janvier 1983 à partir de sonde Brewer-Mast. Puis en 1984, ces mesures ont été effectuées à partir de l'Observatoire de Haute-Provence avec le même type de sonde. Depuis 1991, les mesures sont réalisées avec des sondes ECC. Les sondes utilisées sont du matériel commercial sur lequel nous n'avons aucun contrôle. Mais les différentes campagnes d'inter-comparaison ont montré que les différences entre les mesures dépendent principalement des méthodes et des protocoles de préparation principalement dans la stratosphère et dans une moindre mesure des algorithmes de traitement. Dans ce domaine de nombreuses modifications ont été apportées. Les modifications récentes sont assez bien connues et l'établissement d'un historique complet des mesures s'est avéré nécessaire.

6.7. Les profils verticaux de température et d'aérosols mesurés par le Lidar rétrodiffusion

Si les premières mesures de température par lidar à l'OHP datent de 1978 (Hauchecorne et Chanin, 1980), c'est seulement en 1981 qu'un système spécifique fut construit. Depuis cet instrument a connu de nombreuses améliorations visant principalement à l'augmentation de la puissance laser et à la réduction du bruit de mesure par la réduction de la bande passante du filtrage et du champ de vue des télescopes. Ces améliorations sont susceptibles d'avoir induit des variations de l'amplitude des biais dans la partie supérieure des profils de température à travers les effets de signaux induits ou du fait de l'initialisation.

En 1987, un mode semi-automatique a été installé sur cet instrument permettant de réduire la présence humaine à côté de l'instrument et du même coup permettant de disposer fréquemment de longues nuits de mesures. Cependant il est apparu que cet allongement de la durée des mesures ainsi que les modifications des heures moyennes de mesures pouvaient être la source d'artefacts

(Figure n°8) dans les séries de mesures du fait de la présence des marées atmosphériques (Keckhut et al., 1996). Même si les variations induites par ces changements ne conduisent pas à l'apparition d'une tendance artificielle, elles participent à l'augmentation du bruit. Il est donc apparu qu'il était nécessaire de maintenir les mesures à la même heure et de reconsidérer l'analyse de l'ensemble de la base de données. En 1991, les deux voies de sensibilité différente implantées en 1987 sont devenues indépendantes et avec des champs de vue différents permettant de réduire les problèmes d'alignement et de les contrôler. En 1994, de nombreux éléments vieillissants de l'ancien système ont été changés (système de comptage, informatique, laser et récepteur). De fait, ce système doit être considéré comme un nouvel instrument dont la compatibilité avec l'ancien reste à démontrer.

Les premières mesures utilisant la rétrodiffusion Raman vibrationnelle de la molécule d'azote ont permis de réaliser une mesure de température en présence d'aérosol avec la même méthode que précédemment (Keckhut et al., 1990). Plus tard, la méthode basée sur la modification du spectre de Raman rotation en fonction de la température a également été entreprise (Nedjkovic et al., 1993). Cependant aucun fonctionnement de routine n'a été enclenché car l'une et l'autre de ces deux méthodes présentent des limitations trop importantes pour une surveillance atmosphérique. L'une reste sensible à l'extinction des aérosols, l'autre reste dépendante d'une calibration avec un radiosondage.

La quantification des aérosols stratosphériques, à travers l'obtention du profil vertical de rétrodiffusion, a également été réalisée depuis l'origine de l'instrument et

a permis principalement d'observer l'injection d'aérosols dans la stratosphère suite aux éruptions volcaniques telles que celles des volcans Saint-Helen, d'El Chichon et du Mont Pinatubo (Lefrere et al., 1981 ; Chazette et al., 1998). Etant donné la variabilité spatiale et temporelle de ce paramètre associé à ces événements la précision de la mesure est moins critique. Cependant la possibilité d'un effet à long terme nécessite d'obtenir des mesures fiables pour des conditions dites " de fond " de concentration faible des aérosols. Jusqu'à présent, l'étalonnage, des mesures à partir d'un modèle de rétrodiffusion moléculaire ne permet pas de séparer avec une très grande précision la variabilité associée aux aérosols de celle due aux variations de densités. L'enregistrement des signaux Raman le permettra dorénavant.

6.8. Le profil vertical de vent horizontal mesuré avec le Lidar Doppler

Les mesures de vent stratosphérique réalisées en France depuis 1988 reposent sur la détection du décalage Doppler induit par le déplacement moyen des molécules. Un double interféromètre de Fabry-Perot permet d'isoler chaque bord de la raie de rétrodiffusion (Chanin et al., 1989). Le rapport des signaux est directement relié à la mesure du vent moyen. L'émission laser se produit avec un angle d'environ 45° avec la verticale dans deux directions perpendiculaires pour être sensible aux composantes Nord-Sud et Est-Ouest du vent horizontal. Ces deux directions sont visées successivement toutes les 2 minutes en incluant dans ce cycle, des visées verticales (insensible au vent horizontal) comme référence. En 1995, un second prototype basé sur un choix judicieux des caractéristiques du Fabry-Perot a été mis au point permettant l'insensibilité aux aérosols (Souprayen et al., 1998). Cette mesure basée sur des rapports et une auto-calibration continue permet la mesure absolue du vent stratosphérique. Les seules sources de biais susceptibles de nuire à la continuité des séries de mesures sont associées aux changements des caractéristiques du Fabry-Perot.

7. IDENTIFICATION DES CHANGEMENTS DE LA STRATOSPHERE

7.1. L'analyse des séries de mesures

La stratosphère n'est pas uniquement amenée à évoluer sous l'effet des émissions anthropiques mais également sous l'effet de sa variabilité naturelle. La séparation de ces deux effets est donc indispensable pour conclure avec une certaine confiance sur l'impact de l'homme sur l'atmosphère et son environnement. La variabilité naturelle la plus évidente concerne les variations saisonnières qui maintenant sont bien connues pour l'ozone et la température mais restent riche d'enseignement pour le ClO, le NO₂ ou le vent stratosphérique. Les composantes de la variabilité inter-annuelle les plus importantes dans la

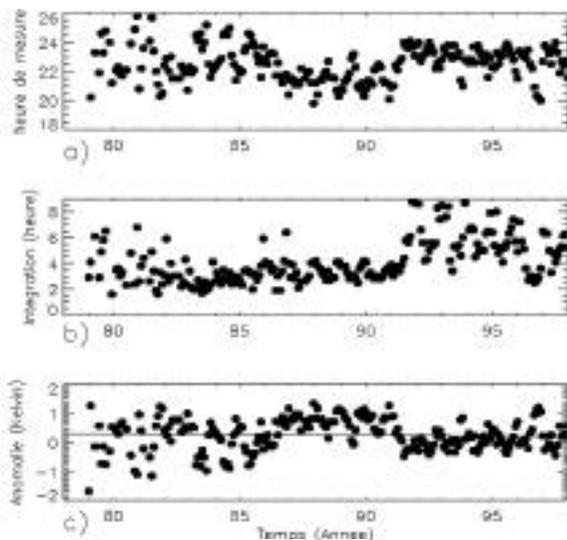


Fig. n°8 : Evolution de l'heure moyenne (a) et la durée (b) des mesures lidar Rayleigh de l'OHP depuis 1979. Compte tenu de ces évolutions et des caractéristiques de la marée diurne autour de la stratopause (amplitude ± 2 K présentant un maximum à 18 heure), une estimations des anomalies de température a été déterminée (c).

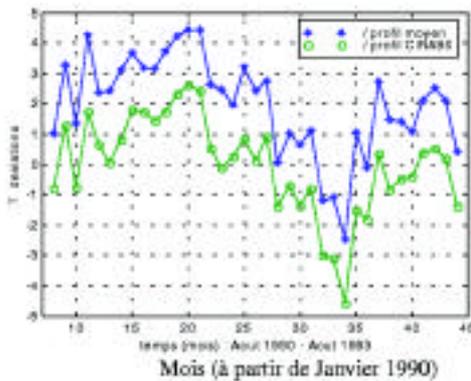


Fig. n°9 : Evolution temporelle des anomalies de température observées autour de 25 km d'altitude, à partir des sondages ballon, sur le site d'Irene (Afrique du sud) après l'éruption du volcan Mont Pinatubo.

stratosphère que l'on a pu clairement identifier et associer à un événement climatique naturel sont celles induites par les variations d'activités solaire, par l'injection d'aérosols volcaniques, et dans une moindre mesure par les variations cycliques du vent stratosphérique équatorial connues sous le nom de Quasi-Biennal-Oscillation (QBO).

Aux échelles de temps que nous considérons (décennie) les variations de l'activité solaire jouent un rôle très important dans la chimie de l'ozone et pour l'équilibre thermique de la stratosphère. A notre échelle de temps, la principale composante des changements d'activité solaire correspond à une période d'environ 11 ans. Une corrélation positive maximum (4.4 %) en haute stratosphère est observée sur les séries d'ozone (Guirlet et al., 1998) en cohérence avec les simulations numériques. Le profil de température montre à moyenne latitude un effet très faible et non significatif en été comme le prévoit la théorie ; cependant en hiver on observe un comportement inattendu aussi bien en signe qu'en amplitude (Keckhut et al., 1995) qui suggère une contribution des processus dynamiques encore incomprise. Les mesures par sondage ballon qui ont permis de suivre les effets de l'éruption du volcan Pinatubo ont montré dans la basse stratosphère où ont résidé plusieurs mois ces particules une diminution significative de l'ozone allant jusqu'à 20 à 30 % à l'OHP. Cette diminution est en bonne corrélation avec le rapport de diffusion des aérosols mesurés par lidar et suggère une diminution d'ozone à partir des réactions hétérogènes à la surface des aérosols (Godin et al., 1996).

De même un réchauffement induit par l'augmentation de l'épaisseur optique de l'atmosphère a été observé principalement en basse stratosphère et aux basses latitudes où le nuage était le plus dense. Les sondages ballons PTU réalisés à Irene (25°S, 28°E) en Afrique du Sud montrent une température allant jusqu'à 4 K en dessous de la valeur moyenne (Figure n°9). Les perturbations ne se sont pas limitées aux régions où existaient ces particules du fait des conditions d'équilibre du système climatique dans son

ensemble et principalement via les modifications de la circulation générale et de la propagation des ondes. Le lidar de l'OHP a détecté un réchauffement dans la mésosphère de l'ordre de 5 Kelvin (Keckhut et al., 1995).

7.2. Modélisation des forçages

A l'échelle du cycle solaire, la réponse de l'atmosphère peut être une source de confusion lors de la quantification des tendances à partir de bases de données limitées. Les mesures atmosphériques pourraient montrer des

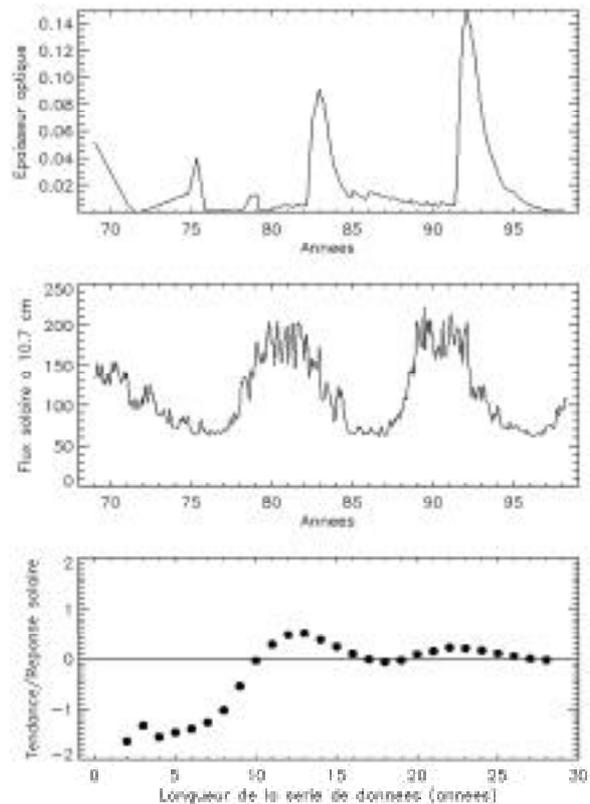


Fig. n°10 : En haut, évolution de l'épaisseur optique moyenne de l'hémisphère nord induite par les aérosols volcaniques. Au milieu : évolution de l'indice des variations UV solaire données par le flux à 10,7 cm. En bas : évolution de la tendance résiduelle en fonction de l'extension temporelle de la série déterminée à partir d'une série de mesures simulées incluant uniquement un signal proportionnel aux variations solaires. Ce biais est exprimé comme le rapport de l'amplitude de la tendance résiduelle sur l'amplitude de la réponse au forçage solaire.

variations associées à la phase descendante ou ascendante du cycle solaire. Les simulations (Figure n°10) à partir de signaux artificiels montrent, que même après un cycle solaire complet, une tendance résiduelle de plusieurs dizaines de pour-cent de l'amplitude de la réponse atmosphérique aux variations d'émission solaire persiste. Cela correspond pour une réponse de 2 K de l'atmosphère aux changements d'activité solaire, à un biais allant jusqu'à 0.5 K / décennie, ce qui est compatible avec les changements anthropiques attendus. Pour cette raison,

l'analyse des séries de mesures ne peut se limiter à représenter les variations atmosphériques par une droite. On a habituellement recouru à des techniques d'analyse qui consistent à décomposer les séries de mesures par une combinaison de fonctions représentant les forçages naturels. Le choix de ces fonctions repose sur nos hypothèses des relations physiques qui pourraient exister entre le paramètre analysé et les indices climatiques disponibles qui semblent représentatifs.

Dans une première approche et pour les échelles de temps que l'on considère, des relations linéaires sont souvent supposées. Cependant en toute rigueur le système climatique est non-linéaire. Par exemple, la diminution d'ozone devrait se résorber du fait de la diminution des émissions de substances chlorées.

Les changements d'activité solaire ne peuvent être représentés par les mesures UV du fait de leur absence sur de longues périodes de temps. On a alors recours à des indices supposés proportionnels à cette grandeur. Le plus connu est le flux radio à 10.7 cm.

D'autres effets tels que l'injection des aérosols dans la stratosphère donnent lieu à des variations interannuelles. En fonction du paramètre analysé l'indice climatique pourra être l'épaisseur optique si l'on considère les effets radiatifs des aérosols ou la surface des particules et la concentration de Chlore si l'on souhaite rendre compte des effets chimiques. La représentation des mesures par une combinaison de plusieurs fonctions, n'est pas une solution unique et dépend du critère d'optimisation. Cette méthode peut conduire à l'obtention de résultats erronés principalement si les fonctions ne sont pas parfaitement adaptées ou trop similaires entre elles. C'est clairement le cas pour des séries inférieures à un cycle solaire pour lesquelles on ne peut identifier si les changements sont continus et de nature anthropique ou associés à l'effet des variations solaires. De même, les deux dernières éruptions volcaniques importantes se sont produites autour du maximum solaire (**Figure n°10**) rendant difficile la séparation des deux effets. En fait les simulations (**Figure n°11**) à partir de signaux artificiels représentant une série couvrant les 25 dernières années montrent qu'il faut que le forçage des aérosols soit plus de 5 fois supérieur à la variabilité résiduelle pour être considéré comme un signal solaire significatif (90 %). Ces exemples montrent l'importance du choix des fonctions car ces forçages ont des amplitudes qui varient d'un cycle à l'autre ou d'une éruption volcanique à l'autre ce qui peut induire des artefacts.

7.3. Prévisions et premières estimations des tendances

Une autre composante de la variabilité est de nature plus aléatoire et d'échelle temporelle plus courte. Celle-ci représente un des paramètres limitant pour l'identification et la quantification des variations à long et moyen terme. Pour les paramètres dynamiques, elle est principalement due à la propagation d'ondes (Hauchecorne et al., 1991 ; Bencherif et al., 1996 ; Leblanc et al., 1998) qui

présente à moyenne et haute latitude une forte composante annuelle et également une succession d'échauffements soudains induits par l'interaction onde-écoulement moyen. Pour les gaz, elle est due au transport des masses d'air à l'échelle planétaire ou régionale qui impose pour un site donné de voir défilier à sa verticale alternativement l'intérieur et l'extérieur du vortex où des structures filamenteuses d'air d'origine polaire pour les régions situées à plus basse latitude (Gison-Wilde et al., 1997). Cette variabilité peut être réduite en partie par des moyennes sur des périodes mensuelles lorsque les mesures sont fréquentes. Il est également possible de partitionner le jeu de données en fonction de sa position par rapport aux masses d'air (Bergeret et al., 1998) ou d'estimer les variations d'origine dynamique à l'aide d'un modèle de transport et de soustraire cette composante aux mesures (Goutail et al., 1998).

La quantification statistique de la variabilité résiduelle réellement observée par les instruments τ permet une prévision de la durée des séries continues de mesure nécessaire pour détecter significativement des tendances.

En utilisant le même formalisme mathématique que celui décrit précédemment, on peut utiliser une formule analytique permettant cette prévision (Frederik, 1984) qui donne le nombre de mois de mesures continues n nécessaires pour détecter significativement (95 %) une tendance donnée σ .

$$n = 19 \left(\frac{\sigma}{\tau} \right)^{\frac{2}{3}}$$

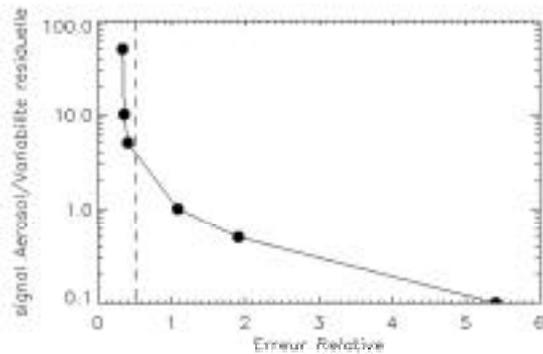


Fig. n°11 : Erreur relative sur l'estimation d'un éventuel forçage solaire à partir de signaux représentant une série de mesures incluant uniquement un signal proportionnel aux variations d'épaisseur optique induit par les aérosols stratosphériques et couvrant les 25 dernières années en fonction de l'amplitude relative de ce signal.

Ce type de résultat, déjà calculé pour certains instruments (Keckhut et al., 1995 ; Guirlet et al., 1998) peut être étendu aux autres paramètres. Ces prévisions doivent

être considérées comme informatives car elles sont basées sur les premières séries de mesures obtenues et parfois encore courtes. Elles supposent également que l'amplitude des changements soit conformes à ceux attendus par les simulations numériques. Certaines séries de mesures déjà obtenues s'étendent sur des périodes de 1 à 2 décennies. C'est principalement le cas des séries ozone total par Dobson ou de profils d'ozone et de température par lidar et à partir des sondages ballon à l'OHP. D'autres longues séries de densité d'ozone et de NO₂ sont également disponibles à partir des instruments SAOZ.

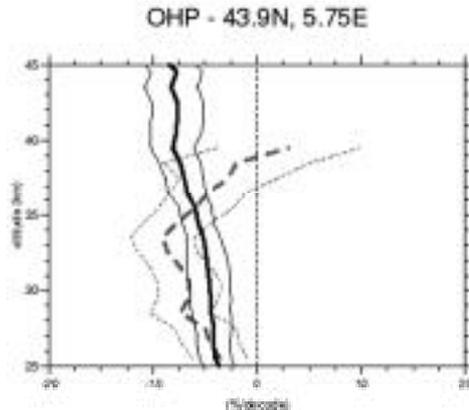


Fig. n°12 : Estimation des tendances du profil d'ozone observées à l'OHP par lidar de 1986 à 1995 (trait pointillé) comparé aux données SAGE extrapolées au dessus de l'OHP (trait plein) (Guirlet et al., 1998). L'intervalle de confiance est également tracé (90 %).

Malgré toute la prudence que l'on peut avoir sur la continuité de ces premières séries, des premières estimations de tendances ont été entreprises. Les variations de la colonne ozone dans le sud de la France sont de l'ordre de -5 % en considérant l'ensemble des données et de -10 % au printemps (Komhyr et al., 1997). Ces valeurs sont un peu plus fortes que d'autres estimations et devront être réactualiser principalement en prenant en compte des discontinuités possibles. Les variations du profils d'ozone à partir des sondages ECC montrent des variations assez fortes dans la basse stratosphère (-20 %) assez incertaines du fait des discontinuités instrumentales qui ont pu exister sur cette série de mesure. Par contre entre 25 et 35 km le lidar est en bon accord avec la série de données Umkehr et l'analyse des

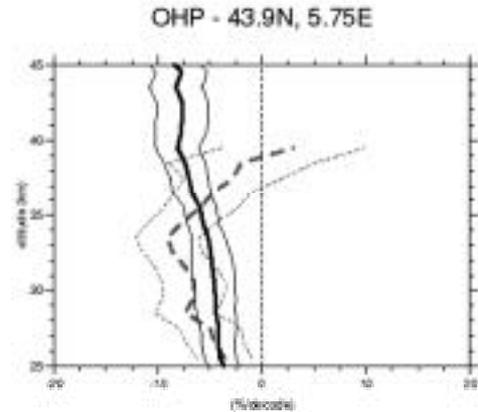


Fig. n°13 : Estimation des tendances du profil de température observé par Lidar à OHP de 1979 à 1997. L'intervalle de confiance est également tracé (95 %).

données SAGE en détectant des changements de l'ordre de -4 à -10 % / décennie (Figure n°12). Le profil de température montre des variations tout juste significatives de 1 à 3 Kelvin par décennie du fait de la variabilité naturelle (Figure n°13). Cependant ces résultats sont en assez bon accord avec les autres études (Keckhut et al., 1998) et restent supérieures aux prévisions numériques.

CONCLUSIONS

L'observation de quelques paramètres significatifs susceptibles de varier sous l'effet de forçages anthropiques doit permettre de mieux comprendre les changements de la stratosphère et son rôle sur le climat. Le rôle radiatif et chimique de l'ozone et des aérosols stratosphériques en font des constituants de première importance pour la stratosphère. Il peut être intéressant d'assurer également des mesures systématiques de certains gaz impliqués dans la chimie de l'ozone. Leur choix dépend cependant fortement de leur détectabilité et les équipes françaises se limitent actuellement aux mesures du ClO et du NO₂.

La température joue un rôle important du fait qu'elle intervient dans les processus radiatifs, chimiques et dynamiques. Les autres paramètres dynamiques importants que l'on peut identifier sont le vent et les caractéristiques associées aux mouvements ondulatoires.

Paramètres	Domaine d'altitude	Variabilité résiduelle	Tendances attendues (décennie)	Temps nécessaire (années)	Premières estimations de tendances observées à l'OHP (décennie)
Température	basse stratosphère	2 K	0.5-1 K	12-20	-
	haute stratosphère	3-8 K	1-2 K	8-17	-2.0 ± 2.0 K
	Mésosphère	8-10 K	1-3 K	15-30	-3.0 ± 2.5 K
Ozone	basse stratosphère	20 %	5-20 %	7-20	-20 ± 15 %
	haute stratosphère	7 %	5-10 %	5-10	-9 ± 6 %
Vent		5-15 m/s	<1 m/s	20-50	-

Table n°1 : Estimation du temps nécessaire pour permettre, à partir de séries continues de moyennes mensuelles et en fonctions de la variabilité observée, une détection significative (95 %) d'une tendance d'amplitude égale à celle attendue théoriquement. Les valeurs des premières estimations de tendances obtenues sont également indiquées.

La détection rapide de changements d'origine anthropique nécessite un échantillonnage fréquent des mesures. Les instruments basés sur des techniques de télédétection apparaissent comme les mieux adaptés pour garantir l'obtention de séries homogènes et continues. La phase de développement de ces instruments a montré toute la difficulté de cette entreprise. Les changements instrumentaux inévitables doivent impérativement être documentés et soigneusement consignés pour qu'une quelconque recherche de tendances à partir de ces séries soit possible. Les mesures déjà acquises permettent d'espérer les premières échéances pour l'obtention de résultats significatifs dans 1 à 3 décennies. Les premières estimations de tendances déjà entreprises sont proches des bornes supérieures des valeurs attendues. Cependant ces résultats doivent être considérés avec toute la prudence qu'impose les difficultés initialement rencontrées et illustrées ci-dessus pour maintenir une continuité parfaite des mesures sur plus d'une décennie.

REMERCIEMENTS

Les auteurs souhaitent associer à leur travail tous les ingénieurs et techniciens qui ont participé au développement des instruments, à leur suivi et au maintien de la qualité des mesures. De même ils souhaitent remercier les opérateurs dans les stations de mesures pour leur consciencieux travail et particulièrement à OHP où les mesures ont été acquises sans interruption depuis presque deux décennies avec une pensée tout particulière pour Gérard Gabelou.

RÉFÉRENCES

- Amoruso, A., M. Cacciani, A. di Sarra et G. Fiocco, Absorption cross-section of ozone in the 590-610 nm region at T=230 and T=299 K, *J. Geophys. Res.*, 95: 20565-20568, 1990.
- Backus, G.E., et J. F. Gilbert, Uniqueness in the inversion of inaccurate gross Earth data, *Philos. Trans. R. Soc. London*, 266: 123-192, 1970.
- Bergeret, V., S. Bekki, S. Godin, et G. Mégie, Analyse des variations saisonnières de l'ozone antarctique dans la basse stratosphère à partir des données Lidar et Sonde de Dumont d'Urville, *C.R Acad. Sci./ Earth & Planetary Sciences*, 326: 751-756, 1998.
- Benchérif, H., Hauchecorne, A., Keckhut, P., Leveau, J., Bessafi, M. et Mégie, G., Planetary waves as observed by lidar over Reunion island (20.8S, 55.5E), in: *Proceedings of the 1st SPARC General Assembly, WMO/TD-N°814, 591-594, Melbourne, December 2-6, 1996.*
- Brasseur, G., et M.G.Hitchman, Stratospheric response to trace gas perturbations: changes in ozone and temperature distributions, *Science*, 240:634-636, 1988.
- Brion, J., A. Chakir, J. Charbonnier, D. Daumont, C. Parisse Et J. Malicet, Absorption spectra measurements for the ozone molecule in the 350-830 nm region, *J. Atmos. Chem.*, 30: 291-299, 1998.
- Chanin, M.-L., A. Garnier, A. Hauchecorne, et J.Porteneuve, A Doppler lidar for measuring winds in the middle atmosphere, *Geophysical Research Letters* 16: 1.273-1.276, 1989
- Chazette, P., C. David, J. Lefrere, S. Godin, J. Pelon, and G. Megie, Comparative lidar study of the optical, geometrical, and dynamical properties of stratospheric post-volcanic aerosols, following the eruption of El Chichon and Mount Pinatubo, *J. Geophys. Res.*, 100, 23195-23207, 1995.
- De la Noë, J., O. Lezeaux, G. Guillemain, R. Lauqué, P. Baron, et P. Ricaud, A ground-based microwave radiometer dedicated to stratospheric ozone monitoring, *J. Geophys. Res.*, 103: 22147-22161, 1998.
- Dole, J., A. Hertzog, R. Wilson, C. Souprayen, C. Bourdier, J.L. Conrad, A. Garnier, J. Porteneuve, et A. Hauchecorne, Calibration of the ST radar at the Observatoire de Haute Provence, intercalibration of the radar and the doppler lidar, *Acte du colloque de l'Atelier "Experimentation et Instrumentation", Météo-France, Toulouse, France, 1998.*
- Edouard, S., B. Legras, F. Lefevre et R. Eymard, The effect of small-scale inhomogeneities on ozone depletion in the Arctic, *Nature*, 384: 444-447, 1996.
- Frederick, J.E., Measurement requirements for the detection of ozone trends, *Ozone correlative measurements workshop, NASAConf. Publ. 2362: B1-B19, 1984.*
- Gaffen, D.J., Temporal inhomogeneities in radiosonde temperature records, *J. Geophys. Res.*, 99: 3.667-3.676, 1994.
- Gibson-Wilde, D.E., Vincent, R.A., Souprayen, C., Godin, S., Hertzog, A. et Eckermann, S.D., Dual lidar observations of mesoscale fluctuations of ozone and horizontal winds, *Geophys. Res. Lett.*, 24: 1627- 1630, 1997.
- Gille, S.T., A. Hauchecorne, et M-L. Chanin, Semidiurnal and diurnal tidal effects in the middle atmosphere as seen by Rayleigh lidar, *J. Geophys. Res.*, 96: 7579-7587, 1991.
- Godin S., G. Megie, et J. Pelon, Systematic Lidar Measurements of the Stratospheric Ozone vertical Distribution, *Geophys. Res. Letters*, 16: 547-550, 1989.
- Godin, S., C. David, et M. Guirlet, Evolution of the Mt Pinatubo volcanic cloud and analysis of its effect on the ozone amount as observed from ground-based measurements performed in northern and southern latitudes, *NATO ASI Series, I. 42, 1996.*
- Goutail, F., Pommereau, J.P., Phillips, C., Deniel, C., Sarkissian, A., Lefevre, F., Kyro, E., Rummukainen, M., Ericksen, P., Andersen, S.B., Hoiskar, B.A.K., Braathen, G., Dorokhov, V. et Khattatov, V.U., Total ozone depletion in the Arctic during the winters 1993-94 and 1994-95, *J. Atmos. Chem.*, 1998. (in press).
- Götz, F.W., A.R. Meethan, et G.M. Donson, The vertical distribution of ozone in the atmosphere, *Proc. Roy. Soc. London*, A415: 416-446, 1934.
- Guirlet, M., Etude des variations saisonnières et des tendances de l'ozone stratosphérique aux moyennes latitudes de l'hémisphère Nord, *These de doctorat de l'Université Pierre et Marie Curie, Paris, 1997.*

- Guirlet, M., P. Keckhut, S. Godin, et G. Megie, Long-term monitoring of stratospheric ozone at the Observatoire de Haute-Provence (43.9°N, 5.7°E) using ground-based and satellite instrument, submitted to *J. Geophys. Res.*, 1998.
- Hansen, J., M. Sato, et R. Ruedy, Radiative forcing and climate response, *Journal of Geophysical Research* 102: 6.831-6.864, 1997.
- Hauchecorne, A., et M.-L. Chanin, Density and temperature profiles obtained by lidar between 35 and 70 km, *Geophys. Res. Lett.*, 7: 565-568, 1980.
- Hauchecorne, A., M.-L. Chanin, et P. Keckhut, Climatology and trends of the middle atmospheric temperature (33-87 km) as seen by Rayleigh lidar over the south of France, *J. Geophys. Res.*, 96: 15.297-15.309, 1991.
- Hauchecorne, A., M.L. Chanin, P. Keckhut, et D. Nedeljkovic D. Lidar monitoring of the temperature in the middle and lower atmosphere, *Appl. Phys.*, B55: 29-34, 1992.
- Holton, J.R., P.H. Haynes, M.E. McIntyre, A.R. Douglass, R.B. Rood, et L. Pfister, Stratosphere-Troposphere exchange, *Review of Geophysics*, 1995.
- Keckhut, P., M.L. Chanin, et A. Hauchecorne, Stratosphere temperature measurement using Raman lidar, *Appl. Opt.*, 29: 5.182-5.186, 1990.
- Keckhut, P., A. Hauchecorne, et M.-L. Chanin, A critical review of the database acquired for the long term surveillance of the middle atmosphere by the French Rayleigh lidar, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 10: 850-867, 1993.
- Keckhut, P., Gelman, M.E., Wild, J.D., Tissot, F., Miller, A.J., Hauchecorne, A., Chanin, M.L., Fshbein, E.F., Gille, J., Russell III, J.M. et Taylor, F.W., Semi-Diurnal and diurnal temperature tides (30-55 km): climatology and effect on UARS-lidar data comparisons. *Journal of Geophysical Research*, 101: 10,299-10,310, 1996.
- Keckhut, P., A. Hauchecorne, et M.L. Chanin, Midlatitude long-term variability of the middle atmosphere: Trends and cyclic and episodic changes, *Journal of Geophysical Research*, 100: 18.887-18.897, 1995.
- Keckhut, P., F.J. Schmidlin, A. Hauchecorne, et M.L. Chanin, Trend estimates from US rocketsondes at low latitude stations (8°S-34°N), taking into account instrumental changes and natural variability, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 1998.
- Keckhut P., F.J. Schmidlin, A. Hauchecorne, et M.L. Chanin, Trend estimates from US rocketsondes at low latitude stations (8°S-34°N), taking into account instrumental changes and natural variability, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 1998 (sous presse).
- Komhyr, W.D., R.D. Grass, et R.K. Leonard, Dobson spectrophotometer 83: A standard for total ozone measurements, 1962-1987, *J. Geophys. Res.*, 94: 9.847-9.861, 1989.
- Komhyr, W.D., G.C. Reinsel, R.D. Evans, D.M. Quincy, R.D. Grass, et R.K. Leonard, Total ozone trends at sixteen NOAA/CMDL and cooperative Dobson spectrophotometer observatories during 1979-1996, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 3.225-3.228: 1997.
- Kurylo, M.J., et S. Solomon, Network for the Detection of Stratospheric Change: a status and implementation report, NASA Upper Atmosphere Research Program and NOAA Climate and Global Change Program (NASA), Washington, D.C., 1990.
- Lacoste, A.M., S. Godin, et G. Mégie, Lidar measurements and Umkehr observations of the ozone vertical distribution at the Observatoire de Haute-Provence, *J. Atmos. terr. Phys.*, 54: 571-582, 1992.
- Leblanc, T., I.S. McDermid, A. Hauchecorne, et P. Keckhut, Evaluation and optimization of lidar temperature analysis algorithms using simulated data, *J. Geophys. Res.*, 103: 6.177-6.187, 1998.
- Leblanc, T., I.S. McDermid, A. Hauchecorne, et P. Keckhut, Climatology of the middle atmospheric temperature obtained from lidar measurements at mid- and low-latitudes, *J. Geophys. Res.*, (in press) 1998.
- Lefrère J., J. pelon, C. Cahen, A. Hauchecorne, and P. Flamant, Lidar survey of the post Mt St Helens stratospheric aerosol at Haute-Provence Observatory, *Appl. Opt.*, 20, A70-1 117, 1981.
- Megie, G., J.Y. Allain, M.L. Chanin, et J.E. Blamont, Vertical profile of stratospheric ozone (18-28 km) by lidar sounding from the ground, *Nature*, 270: 329-330, 1977.
- Megie, G., G. Ancellet, et J. Pelon, Lidar measurements of ozone vertical profiles, *Appl. Opt.*, 24: 3.454-3.463, 1985.
- Miller, A.J., G.C. Tiao, C. Reinsel, D. Wuebbles, L. Bishop, J. Kerr, R.N. Nagatini, J.J. DeLuisi, et C.L. Mateer, Comparisons of observed ozone trends in the stratosphere through examination of Umkehr and balloon ozonesonde data, *Journal of Geophysical Research*, 100: 11.209-11.217, 1995.
- McGee, T.J., M.R. Gross, R. Ferrare, W. Heaps, U.N. et Singh, Raman DIAL measurements of stratospheric ozone in the presence of volcanic aerosols, *Geophys. Res. Lett.*, 20: 955-958, 1993.
- McGee, T., P. Newman, M. Gross, U. Singh, S. Godin, S. Lacoste, et G. Megie, Correlation of ozone loss with the presence of volcanic aerosols, *Geophysical Research Letters*, 21: 2.801-2.801, 1994.
- Nedeljkovic, D., A. Hauchecorne, et M.L. Chanin, Rotational Raman lidar to measure the atmospheric temperature from the ground to 30 km, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 31: 90-101, 1993.
- Pelon, J., S. Godin, et G. Megie, Upper stratospheric (30-50 km) lidar observations of the ozone vertical distribution, *Journal of Geophysical Research*, 91: 8.667-8.671, 1986.
- Pommereau J.P. et F. Goutail, O₃ and NO₂ ground-based measurements by visible spectrometry during arctic winter and spring 1988, *Geophys. Res. Lett.*, 15: 891-894, 1988.
- Ricaud, P., J., Brillet, J., de La Noë, J.P., Parisot, Diurnal and seasonal variations of strato-mesospheric ozone: analysis of ground-base microwave measurements in Bordeaux, France. *J. Geophys. Res.* 96: 18617, 1991.
- Ricaud, P., G., Brasseur, J., Brillet, J., de La Noë, J.P., Parisot, M., Pirre, Theoretical validation of ground-based microwave ozone observations. *Annales Geophys.*, 12: 664-673, 1994.

- Ricaud, P., J., de La Noë, R., Lauqué, A., Parrish, A. Analysis of stratospheric ClO measurements made by a ground-based radiometer located at Plateau de Bure, France *J. Geophys. Res.*, 102: 1 423-1 439, 1997.
- Rind, D., R. Suozzo, N.K. Balanchandra, et M.J. Prather, Climate change and the middle atmosphere, I, The doubled CO₂ climate, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 47: 475-494, 1990.
- Roble, R.G., et R.E. Dickinson, How will change in carbon dioxide and methane modify the mean structure of the mesosphere and thermosphere?, *Geophysical Research Letters*, 16: 1.441-1.444, 1990.
- Rodgers, C.D., Retrieval of atmospheric temperature and composition from remote measurements of thermal radiation, *Rev. Geophys*, 14: 609-624, 1976.
- Rodgers, C.D., Characterization and error analysis of profiles retrieved from remote sounding measurements, *J. Geophys. Res.*, 95: 5587-5595, 1990.
- Roscoe H.K. et al., Slant column measurements of O₃ and NO₂ during the NDSC intercomparison of zenith-sky uv-visible spectrometers in June 1996, submitted to *J. Atmos. Chem.*, 1998.
- Shindell, D.T., D. Rind, et P. Lonergan, Increased polar stratospheric ozone losses and delayed eventual recovery owing to increasing greenhouse-gas concentrations, *Nature*, 392: 589-592, 1998.
- Schotland, R.M., The determination of the vertical profile of atmospheric gases by means of a ground-based optical radar, *Proc. of the Third Symposium on Remote Sensing of the Environment*, Environmental Research Institute of Ichigan, Ann Arbor, 1964.
- Siegel, S., et N. Castellan, *Nonparametric statistics for the behavioural sciences*, McGraw-Hill, New York, 1988.
- Singh, U.N., P. Keckhut, T.J. McGee, M. Gross, A. Hauchecorne, E.F. Fisbein, J.W. Waters, J.C. Gille, A.E. Roche et J.M. Russell, Stratospheric temperature measurements by two collocated NDSC lidars at OHP during UARS validation campaign, *J. Geophys. Res.*, special issue on UARS Data Validation, 101: 10.287-10.298, 1996
- Smit, H.G., Strater, W., Helten, M., Kley, D., Ciupa, D., Claude, H.J., Kohler, U., Hoegger B., Levrat, G., Johnson, B., Oltmans, S.J., Kerr, J.B., Tarassick, D.W., Davies J., Shitamichi, M., Srivastav, S.K., Vialle C., Velghe, G., JOSIE: The 1996 WMO International intercomparison of ozonesondes under quasi flight conditions in the environmental simulation chamber at Jülich, in: *Quadriennial Ozone Symposium*, L'Aquila, Italy, 1996.
- Solomon, S., A.L. Shmeltekopf, et R.W. Sanders, On the interpretation of zenith sky absorption measurement, *J. Geophys. Res.*, 92: 8311, 1987.
- Solomon, S., R.W. Portmann R.R. Garcia, L.W. Thomason, L.R. Poole et M.P. Mc Cormick, The role of aerosol variations in anthropogenic ozone depletion at northern midlatitudes, *J. Geophys. Res.*, 101: 6713-6727, 1996.
- Solomon, S., S. Bormann, R.R. Garcia, R. Portmann, L. Thomason, L.R. Poole, D. Winker, et M.P. McCormick, Heterogeneous chlorine chemistry in the tropopause region, *Journal of Geophysical Research* 102: 21.411-21.429, 1997.
- Souprayen, C., A. Garnier, A. Hertzog, A. Hauchecorne, et J. Porteneuve, Doppler wind lidar for stratospheric measurements Part I: Instrumental setup-validation-first climatological results, submitted to *Applied Optics*, 1998.
- Souprayen, C., A. Garnier, A. Hertzog, Doppler wind lidar for stratospheric measurements Part II: Impact of Mie scattering: Theory and Calibration , submitted to *Applied Optics*, 1998.
- Stratospheric Processes And their Role in Climate / International ozone Commission / Global Atmospheric Watch (SPARC / IOC / GAW), Assessment of Trend in the Vertical Distribution of Ozone, SPARC Rep. 1, WMO Rep. 43, Ed. N. Harris, R. Hudson and C. Phillips, 1998.
- Steinbrecht, W., H. Jager, A. Adriani, A., G. Di Donfrancesco, J. Barnes, G. Beyerle, R. Neuber, C. David, C., S. Godin, D. Donovan, A.I. Carswell, A.I., M. Gross, T. McGee, F. Masci, A. D'Altorio, V. Rizi, G. Visconti, I.S. McDermid, G. Mégie, B. Mielke, B. Stein, C. Wedekind, T. Nagai, O. Uchino, H. Nakane, M. Osborn, et D.Winker, NDSC intercomparison of stratospheric aerosol processing algorithms, *Advances in Atmospheric Remote Sensing with Lidar*, Proc. of the 18th International Laser Radar Conference (ILRC), 501-504, Ansmann, A., Neuber, R., Rairoux, P. et Wandinger, U.(eds.), Springer Verlag, Berlin, Germany ,1996.
- Vaughan, G., Roscoe, H.K., Bartlett, L.M., O'Connor, F.M., Sarkissian, A., Van Roozendaal, M., Lambert, J.C., Simon, P.C., Karlsen, K., Kastad Hoiskar, B.A., Fish, D.J., Jones, R.L., Freshwater, R., Pommereau, J.P., Goutail, F., Andersen, S.B., Drew, D.J., Hughes, P.A., Moore, D., Mellqvist, J., Hegels, E., Klupfel, T., Erle, F., Pfeilsticker, K. et Platt, U., AN intercomparison of ground-based uv-visible sensors of ozone and NO₂, *J. Geophys. Res.*, 102: 1411- 1422, 1997.
- World Meteorological Organization, Scientific assessment of stratospheric ozone: 1989, *Global Ozone Research and Monitoring Project*, Rep. 20, Geneva, 1989.
- WMO, Scientific Assessment of Ozone Depletion: 1994, *Global Ozone Research and Monitoring Project*, Rep. N°37, World Meteorological Organization Ozone Secretariat, Geneva, Switzerland, 1994

SECTION 5 : MÉTÉOROLOGIE ET PHYSIQUE DE L'ATMOSPHÈRE
BRANCHE FRANÇAISE DE L'ASSOCIATION INTERNATIONALE
DE MÉTÉOROLOGIE ET DES SCIENCES DE L'ATMOSPHÈRE

DYNAMIQUE ATMOSPHÉRIQUE ET CONDITIONS DE SURFACE : L'EXEMPLE DE LA MOUSSON OUEST-AFRICAINE

ATMOSPHERIC DYNAMICS AND SURFACE CONDITIONS: THE WEST AFRICAN MONSOON.

B. FONTAINE¹, S. JANICOT².

¹CNRS, Centre de Recherches de Climatologie (Université de Bourgogne/CNRS), Dijon

²Météo-France, Laboratoire de Météorologie Dynamique (Ecole Polytechnique/CNRS), Palaiseau

ABSTRACT

The role of oceanic and continental surfaces on the tropical atmospheric dynamics is described here by considering the West African monsoon. We focus in particular on the atmospheric water cycle, both on seasonal and interannual variability.

In the tropics, the meridional energy transfer is performed through the two Hadley cells, displacing towards the summer pole, with a stronger cell in the winter hemisphere. Between these two cells, the Inter-Tropical Convergence Zone (ITCZ) concentrates the water vapour in the lower layers and releases latent heat by condensation in upward motions (Figure 1). The tropical atmosphere is very sensitive to the surface conditions which modulate the hydrological cycle (orography, albedo, temperature, soil humidity, vegetation cover). The interactions between the surface and the atmosphere are controlled mainly by the wind stress and by sensible and latent fluxes. Upward, since the temperature advections are weak in the tropics, the large scale atmospheric circulation is mainly controlled by the latent heat release in the deep convection areas. The mean "divergent" circulation has then a great impact on the tropical circulation. On the regional scale, the meridional contrasts between oceanic and continental surfaces, due to a very different thermal inertia, lead to monsoon circulations, similar to large scale breeze circulations. This is the case in different sectors: India-Asia, West Africa, North America. Also, ocean-atmosphere interactions can produce a specific climate variability in the tropical areas, like the El Niño and Southern Oscillation (ENSO) in the Pacific sector, which has impacts on a large part of the globe, or like anomalies in the latitudinal location of the ITCZ, which lead to rainfall anomalies in the monsoon areas.

Over West Africa, the monsoon system intensity in northern summer is controlled by the meridional gradient of energy (mainly enthalpy and latent heat), first between the equatorial Atlantic and the continent, second between the desert in the north and the savana/forest area along the southern coast. Then the water vapor is advected by the southeasterly trade winds in the southern Atlantic, which turn eastward by crossing the equator and enter over West Africa in term of the monsoon winds (Figure 2). This leads to a high southward gradient of precipitation and a quasi-zonal organisation of the isohyets (Figure 3).

The interannual variability is well spatially organized and regional indexes describing mean rainfall over longitudinal bands give a good indication of climatic anomalies.

For instance a Sahel index highlights the transition from a persistent wet sequence in the 50's and 60's to a persistent dry sequence after (Figure 4). This evolution can be associated with a similar evolution in the inter-hemispheric temperature gradient of the Atlantic surface (Figure 5): the southern (resp. northern) Atlantic, colder (resp. warmer) before 1960, becomes warmer (resp. colder) after 1970. In this last period, the abnormal southward temperature gradient is opposed to the climatological northward gradient between the southern Atlantic and West Africa in northern summer and contributes to weaken the West African monsoon circulation. Figure 6 points out the main modes of oceanic temperature variability: the first one highlights the ENSO mode in the Pacific and the Indian ocean, the second and third modes are located in the northern and southern Atlantic respectively, and the fourth one points out an extra-tropical inter-hemispheric dipole mode. Both interannual and decadal scales variability are obvious in these modes and can contribute to a similar variability pointed out in the Sahel rainfall index. In particular it has been shown that the impact of warm ENSO events on Sahel drought has increased in the last twenty years; this could be due to some interactions with the other oceanic modes.

However the conditions of the continental surface appear to contribute significantly to the interannual and decadal rainfall variability in West Africa. The sensitivity to the continental surface is increased by the anthropogenic factor leading to desertification in the northern part and deforestation in the southern part of West Africa. The Charney process points out a positive feedback between a vegetation cover decrease and rainfall decrease through an albedo increase and a decrease of the net radiation budget at the surface, leading to subsidence in the atmosphere above. It has been shown also that this feedback can be associated with a less available moisture content and a weaker monsoon strength.

The combination of both oceanic and continental parameters has proven to be useful for seasonal prediction of the character of the Sahel rainy season (Table 1).

1. INTRODUCTION

Dans cet article, on traite de l'importance des conditions de surface océanique et continentale pour la dynamique atmosphérique tropicale en prenant l'exemple de la mousson ouest-africaine. On insiste sur les impacts d'échelle régionale mettant en jeu le cycle de l'eau atmosphérique en terme de cycle moyen saisonnier et de varia-

bilité. Trois articles de synthèse (Janicot et Fontaine, 1993, 1997, Fontaine et al., 1998) fournissent une liste très large d'articles référencés qui ne seront pas repris ici. Seules quelques références complémentaires sont indiquées.

2. CIRCULATION ATMOSPHERIQUE TROPICALE ET CONDITIONS DE SURFACE

2.1. Particularités de la dynamique tropicale

La sphéricité de la Terre explique la répartition différentielle du bilan radiatif : le bilan énergétique terrestre globalement excédentaire sous les Tropiques est globalement déficitaire au delà des 45-50° parallèles. La principale source chaude est située sous les tropiques et en surface. Les principales sources froides sont situées d'une part dans les régions subpolaires des deux hémisphères et en surface, et d'autre part en haute troposphère (la tropopause étant à la fois plus froide et plus élevée près de l'équateur que près des pôles). L'amplification des gradients de température qui en résulte, dans le plan méridien aux latitudes moyennes et dans le plan vertical aux basses latitudes, sont notamment à l'origine des circulations cellulaires de type-Hadley, transférant l'énergie en altitude puis en direction des pôles. Les deux cellules de Hadley ont une évolution saisonnière marquée et sont dissymétriques, en raison de l'intensification de la cellule de l'hémisphère d'hiver, et en conséquence du déplacement en direction du pôle d'été de la Zone de Convergence Inter-Tropicale (ZCIT). La ZCIT est le lieu où l'énergie reçue par l'atmosphère est maximale : elle concentre la vapeur d'eau, advectée par les alizés et les circulations de mousson dans les basses couches, et libère la chaleur latente par ascendance et condensation (**Figure 1**).

2.2. Le poids des conditions de surface

La sphéricité de la Terre fait aussi qu'aux basses latitudes, les variations temporelles et spatiales de température sont plus faibles qu'ailleurs ; celles attachées au cycle de l'eau atmosphérique (évapotranspiration, flux d'humidité, précipitations) y sont au contraire maximales. L'atmosphère tropicale est ainsi plus sensible aux conditions de surface qui modulent le cycle hydrique (relief, albédo, température, humidité, végétation) et dont la variation lente force la dynamique atmosphérique en donnant plus d'importance aux mouvements moyens. La faiblesse de la composante horizontale de la force de Coriolis et des gradients thermiques horizontaux expliquent par ailleurs la plus faible turbulence de l'atmosphère.

Les interactions entre conditions de surface et atmosphère s'effectuent notamment par les tensions de vent et les flux de chaleur sensible et de chaleur latente à l'interface puis, en altitude par le dégagement de chaleur latente lors de la condensation nuageuse. Cela donne une grande importance à la circulation divergente et aux mouvements verticaux qui se développent notamment au

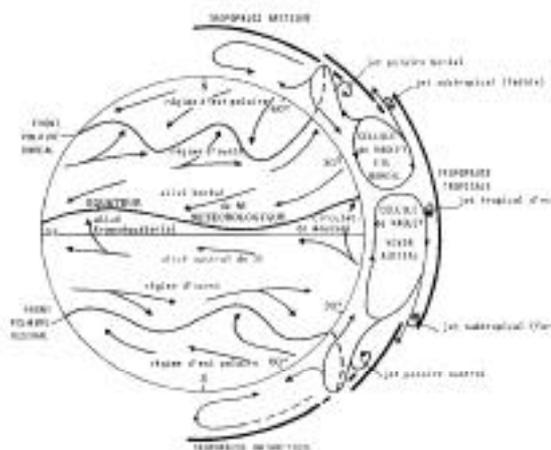


Fig. n°1 : Schéma de la circulation atmosphérique globale en été boréal (adapté de Dhonneur, 1985).

sein de la convection profonde. L'aspect intermittent et spatialement discontinu de ces processus est associé à une dynamique de méso-échelle et d'échelle synoptique (perturbations de type cyclonique, ondes d'est, lignes de grains). Toutefois l'importance des mouvements moyens donne aux échelles mensuelle et saisonnière et aux circulations de grande échelle un poids important.

A grande échelle les conditions de surface reflètent d'abord les contrastes océan / continent dont les inerties thermiques sont par nature très différentes : la couche mélangée des océans (couche superficielle soumise à l'action des vents de surface et dans laquelle les gradients sont faibles en raison du mélange) varie lentement et de façon essentiellement thermique ; les surfaces continentales ont des réponses à la fois plus rapides, variées et contrastées thermiquement (faible capacité calorifique, pas de mélange turbulent). Le différentiel océan-continent explique plusieurs aspects des circulations moyennes aussi bien aux pas de temps journalier (les brises de mer) que saisonnier (circulations d'alizés et de mousson). Les circulations d'alizés prennent place entre les subsidences subtropicales des cellules de Hadley ; là où parties continentales et océaniques n'occupent pas le même hémisphère, ce sont les circulations de mousson : moussons asiatique ou australienne en relation avec l'océan Indien, mousson ouest africaine en relation avec l'Atlantique est. Des circulations cellulaires divergentes Est-Ouest se mettent aussi en place dans le plan équatorial entre les zones d'ascendances convectives au dessus des continents et de la partie ouest des océans, plus chaude, et les zones de subsidence sur l'Est des océans, plus froide. Les continents restituent en effet plus rapidement à l'atmosphère l'excès d'énergie reçue et à l'est des bassins océaniques existent des phénomènes d'upwellings (remontées d'eaux froides) par dérive d'Ekman avec une thermocline près de la surface et des températures de surface plus faibles. Mais les interactions à l'interface océanique génèrent aussi une variabilité climatique propre aux basses latitudes avec un

impact considérable sur les champs de précipitations et plus largement sur le cycle de l'eau : par exemple le phénomène El Nino / Oscillation Australe (ENOA) associé à la variabilité couplée de la circulation des alizés et des gradients zonaux de températures sur le Pacifique mais dont l'impact climatique est quasi global ; ou bien des anomalies de positionnement et d'intensité de la ZCIT et des circulations de mousson qui donnent un poids plus fort à la variabilité des gradients thermiques méridiens en surface.

3. LA MOUSSON D'ÉTÉ BORÉAL EN AFRIQUE DE L'OUEST

3.1. Aspects moyens saisonniers

L'opposition méridienne océan-continent génère un important gradient nord-sud de pression en surface, une forte dépression thermique de surface se mettant en place au dessus du Sahara surchauffé. En fait le facteur critique de l'intensité de la circulation de mousson réside dans l'intensité du gradient méridien d'énergie des basses couches qui se met en place d'abord entre l'océan et le continent, puis sur le continent lui même entre forêts et savanes au sud et steppe et désert au nord. Les travaux théoriques de Lindzen et Hou (1988) et d'Emanuel (1995) montrent en effet qu'une circulation méridienne trans-équatoriale de type mousson ne peut se développer que si le tourbillon absolu (somme des composantes planétaire et relative) s'annule au niveau de la tropopause. Comme le tourbillon planétaire est fonction de la latitude, positif (négatif) dans l'hémisphère nord (sud), cela suppose donc dans le cas de l'Afrique de l'ouest, un tourbillon relatif négatif (rotation anticyclonique de la masse d'air) nord de l'équateur, associé à de la divergence. Dans une atmosphère humide, devant satisfaire un quasi équilibre entre forçage radiatif et convection humide, et non loin de l'équateur (comme c'est le cas pour l'Afrique de l'ouest), la valeur du tourbillon dépend principalement du gradient méridien d'énergie statique humide (ESH) dans les basses couches :

$$ESH = g.Z + C_p.T + L.Q$$

où $g.Z$ est l'énergie potentielle (g : accélération de la pesanteur, Z : hauteur géopotentielle), $C_p.T$ l'enthalpie (C_p : chaleur massique, T : température absolue), et $L.Q$ l'énergie latente (L : chaleur latente d'évaporation, Q : concentration en vapeur d'eau).

L'observation montre que les alizés de l'hémisphère Sud, expulsés par les hautes pressions de Sainte-Hélène, se chargent en vapeur d'eau et prennent une composante de Sud-Ouest sous l'effet de la force de Coriolis après avoir passé l'équateur (**Figure 2**). En altitude, un flux d'Est généralisé surmonte avec deux axes de vents forts.

Le jet d'Est Tropical (JET ; $15-20 \text{ m.s}^{-1}$ en moyenne mensuelle) intéresse la haute troposphère, vers 100-

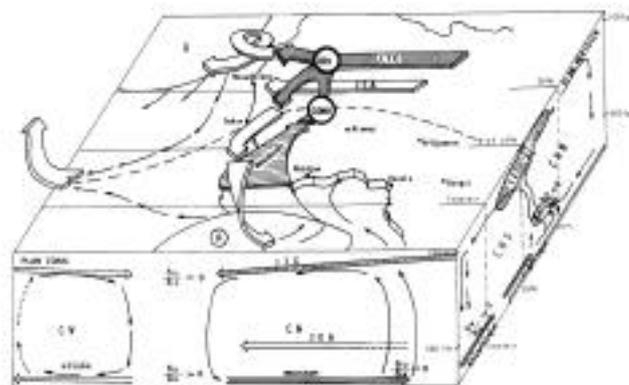


Fig. n°2 : Schéma de la circulation ouest-africaine en été boréal avec décomposition sur les plans méridien et zonal : A : anticyclone ; CHN/CHS : Cellules de type Hadley Nord et Sud ; CONV : convergence ; CW : cellules de type Walker (est-ouest) ; FIT : Front Intertropical.

200 hPa entre $15^\circ \text{ N}-5^\circ \text{ N}$: son origine est liée à la source chaude d'altitude (4 500 m) et au dégagement de chaleur latente lié à la mousson indienne. Le jet d'Est africain (JEA, deux fois moins rapide) de moyenne troposphère (500-700 hPa) est un vent principalement thermique : suivant avec un retard de 4 semaines environ le mouvement zénithal, il reflète les maxima de gradient méridien de température entre l'Atlantique plus frais et le Sahara surchauffé du lac Tchad au Cap Vert. Sa vitesse zonale diminue fortement de part et d'autre de son axe ce qui lui donne une forte instabilité barotrope mais aussi barocline en juillet-septembre lorsqu'il atteint sa plus forte vitesse aux latitudes sub-sahariennes. Le cisaillement cyclonique qui se crée sur son bord sud déstabilise la masse humide de mousson sous-jacente et est à l'origine des perturbations pluvieuses, qu'elles soient dynamiques et d'échelle synoptique comme les ondes d'Est, ou nuageuses et de méso-échelle comme les lignes de grains. Les premières se déplacent vers l'Ouest (vitesse $\sim 8 \text{ m.s}^{-1}$, période ~ 3.5 jours, longueur d'onde horizontale $\sim 2\ 500 \text{ km}$) et favorisent l'occurrences des lignes de grains. Les secondes (vitesse $\sim 15 \text{ m.s}^{-1}$, $\sim 500 / 1\ 000 \text{ km}$ d'extension zonale / méridienne) sont des amas de cumulonimbus suivis à l'est de nuages stratiformes. Elles sont responsables d'au moins 80 % du total annuel des précipitations en zone soudano-sahélienne.

Ces perturbations suffisent à expliquer l'aspect intermittent mais spatialement organisé des événements pluvieux et la courte durée de la saison des pluies (juin-septembre). Aux plus larges échelles, elles rendent compte aussi de la distribution quasi-zonale des isohyètes annuelles, avec une très forte diminution des totaux vers le Nord qu'il faut associer à la plus ou moins grande profondeur de pénétration de la mousson à l'intérieur du continent (**Figure 3**) et donc à l'intensité des gradients méridiens d'énergie en surface sur le fuseau Atlantique-Afrique.

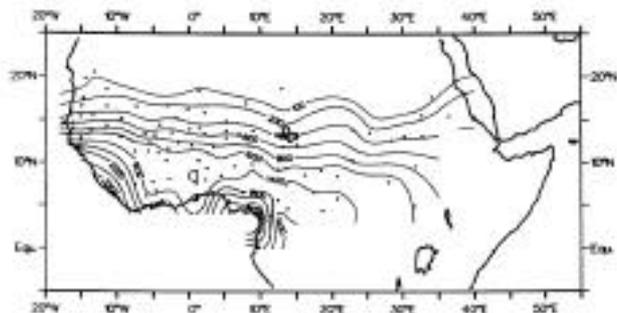


Fig. n°3 : Cumuls annuels moyens (1933-1990) en mm (Moron, 1994)

4. VARIABILITÉ INTERANNUELLE ET TENDANCES

4.1. Le diagnostic pluviométrique continental

Il est très connu et peut être résumé ainsi : les anomalies pluviométriques associées à la mousson d'été boréal tendent à avoir le même signe sur de vastes espaces. La variabilité est spatialement très cohérente sur la zone soudano-sahélienne et, secondairement, sur la zone guinéenne, ces deux régions pouvant enregistrer des anomalies de même signes ou de signes opposés, selon les années. En conséquence, l'évolution interannuelle peut être illustrée à l'aide d'indices standardisés cumulant sur ces régions les précipitations (Figure 4). Le trait essentiel de cette évolution vient du contraste entre les excédents successifs des années 50 et les déficits pratiquement ininterrompus des années 70 et suivantes. Il faut s'attarder sur ce signal majeur.

4.2. Le diagnostic thermique dans l'Atlantique

L'évolution de l'intensité des gradients méridiens de surface sur le fuseau Atlantique est montré en Figure 5 sous la forme d'anomalies mensuelles définies par rapport à la nor-

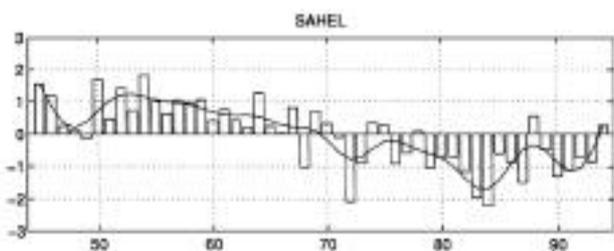


Fig. n°4 : Evolution interannuelle des anomalies standardisées de précipitations en région soudano-sahélienne : cumuls de juillet à septembre sur l'aire située entre 20° W et 20° E et entre 11° N et 18° N. Un filtre passe-bas est superposé pour éliminer les plus hautes fréquences (périodes < 7 ans) et montrer les variations lentes.

ATLANTIC OCEAN

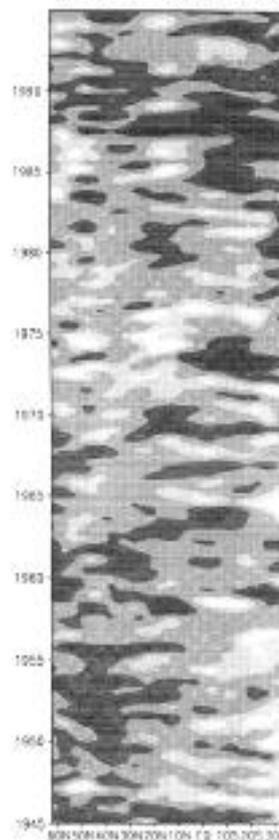


Fig. n°5 : Evolution temporelle des anomalies mensuelles des températures de surface de la mer sur la période 1945-1994, moyennée en longitude sur le bassin Atlantique. Haut : diagrammes temps*latitude, les plages de gris correspondant aux seuils -0.5° C (gris le plus clair), -0.25° C, 0° C, 0.25° C et 0.5° C (gris le plus foncé). Bas : différences de température en Celsius entre les moyennes des anomalies TSM des sous-périodes 1970-1994 et 1945-1969, selon les mois et les latitudes; les plages de gris signalent les valeurs significatives au seuil statistique 5 %.

male 1951-1980 de température depuis la fin de la seconde guerre mondiale. Elle est marquée par un renversement lent du gradient méridien moyen d'anomalies : de 1945 à 1960 l'Atlantique sud est plus froid et l'Atlantique nord plus chaud par rapport à la moyenne ; en revanche, au début des années 70, l'Atlantique sud est gagné par des anomalies plus chaudes tandis que le nord tend à se refroidir.

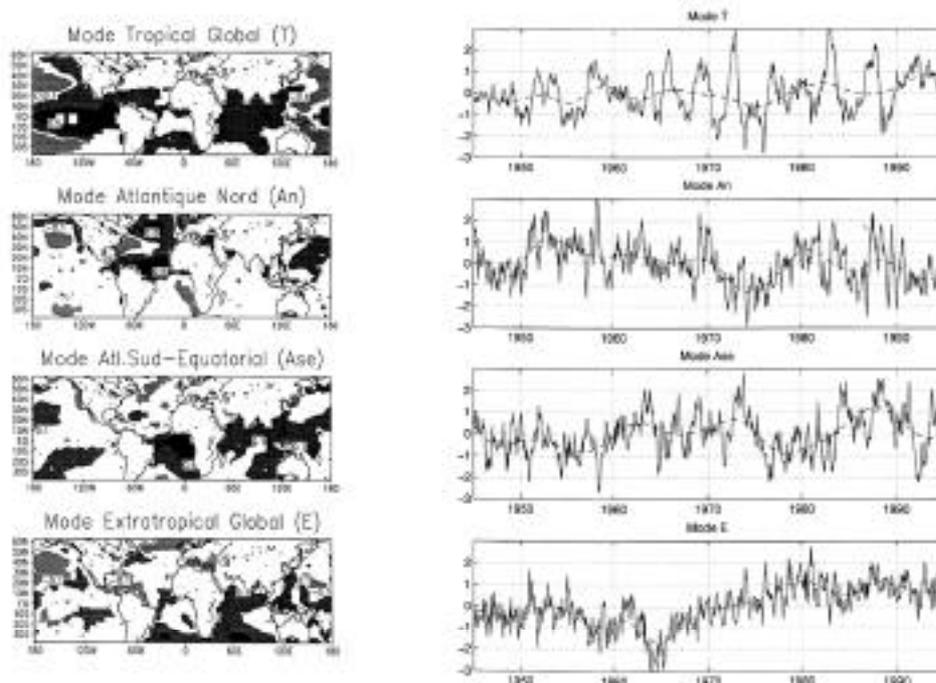


Fig. n°6 : Les 4 premiers modes propres des anomalies mensuelles des températures de surface de la mer sur la période 1945-1994 après rotation orthogonale Varimax effectuée sur les 12 premiers vecteurs propres (30 % de la variance totale) de la matrice de covariance : structures spatiales, en valeurs de corrélation (à gauche) et évolution des scores temporels standardisés (à droite). T (pour Tropical) représente 7 % environ de la variance totale et les autres modes An, Ase et E (pour Atlantique Nord, Atlantique Sud et Equatorial, et Extratropical) un peu plus de 3 % chacun.

La différence entre les moyennes calculées sur 1970-1994 et celles calculées sur 1945-1969 est significative en de nombreuses régions. Par rapport aux années 50 et 60, les années récentes se caractérisent donc par la persistance d'un gradient nord-sud d'anomalies thermiques en toutes saisons. Ce gradient persistant d'anomalies s'oppose ainsi au gradient moyen saisonnier de juillet-septembre (gradient sud-nord) tout en renforçant celui de janvier-mars (gradient nord-sud). Les modifications thermiques dans l'Atlantique résultent de la superposition de modes de variabilité tropicaux couplant la tension du vent et les températures de surface océanique sur les bassins nord et équatorial-sud, avec une variabilité quasi décennale. A cela s'ajoute l'évolution pluri-décennale associant sur les 20 dernières années le réchauffement de l'hémisphère sud au refroidissement relatif de l'hémisphère nord, et bien entendu l'influence de l'ENOA.

La **Figure 6** présente, pour résumer, les quatre principaux modes de variabilité des anomalies de températures de surface de mer sur la période 1945-1994 calculés par une analyse en composantes principales avec rotation orthogonale Varimax. La première composante représente le mode de l'ENOA, avec un poids significatif non seulement dans le Pacifique mais aussi dans l'océan Indien. Les deuxièmes et troisièmes composantes représentent les modes principaux de variabilité dans l'Atlantique tropical nord et sud. Enfin la quatrième composante décrit un mode extra-tropical situé principalement dans l'Atlantique mais aussi dans l'océan Indien.

5. PROCESSUS D'INTERFACE ET IMPACTS CLIMATIQUES. LE POIDS DE L'INTERFACE OCÉANIQUE

5.1. L'impact du maintien d'un gradient transéquatorial d'anomalies thermiques

Pour l'examiner rappelons quelques résultats issus des très nombreuses études parues ces 30 dernières années et utilisant observations in-situ ou satellitales et simulations numériques. Les expériences de sensibilité montrent en effet que les variations des températures de surface de la mer modifient significativement l'organisation cellulaire de la circulation atmosphérique tropicale en générant des anomalies dans sa circulation divergente, ce qui induit une variabilité d'amplitude et de positionnement des branches verticales des cellules de type Hadley et est-ouest.

Les variations du gradient méridien d'anomalies dans l'Atlantique tropical tendent en effet à modifier la phase et/ou l'amplitude du cycle moyen saisonnier sur les continents bordiers (Nordeste et Sahel par exemple), surtout lorsque les extrema saisonniers (de février-mars et d'août-septembre) correspondent aux saisons des pluies tropicales.

Ainsi en mars-avril, quand l'Atlantique sud est plus chaud et l'Atlantique nord plus froid que la normale, la ZCIT tend à se déplacer davantage vers le sud. Sur les parties australes des continents bordiers une telle situation s'accompagne d'excédents pluviométriques en raison d'une convergence des flux d'humidité, issus de l'Atlantique tropical

nord, renforcée et translatée vers le sud (et vice versa). Lorsque les mêmes conditions océaniques persistent en juillet-septembre la ZCIT tend à migrer moins profondément vers le nord sur le continent africain, ce qui diminue les cumuls saisonniers au Sahel en raison d'une convergence des flux d'humidité, issus de l'Atlantique équatorial et sud-tropical, renforcée et translatée vers le nord (et vice versa).

5.2. Les forçages liés à l'ENOA

Puisque les interactions positives entre alizés et températures de surface tendent à maintenir sur plusieurs mois les anomalies thermiques atlantiques on devrait observer une corrélation inverse forte entre les saisons des pluies tropicales des deux hémisphères, avec disons tendance à l'assèchement au nord et aux excédents au sud : ceci est loin d'être systématique. Pourquoi ? Parce qu'il faut aussi considérer les forçages extérieurs à l'Atlantique, et d'abord ceux d'échelle quasi globale. Parmi ceux-ci le plus important est l'ENOA dont les phases majeures exercent un forçage peu différencié à l'échelle de tout l'Atlantique équatorial. Ainsi, les épisodes chauds sur le Pacifique, qui reviennent tous les 2-7 ans, persistent plusieurs saisons (~ 18 mois ou plus).

Or ils tendent à renforcer les alizés et donc à générer des eaux équatoriales plus froides que la normale sur l'Atlantique ; en conséquence, une circulation atmosphérique est-ouest anormale et persistante relie dans le plan équatorial le Pacifique central et oriental plus chaud (et l'ascendance associée) à l'Atlantique plus froid (et la subsidence) : ceci favorise les déficits pluviométriques sur les continents bordiers, au Nordeste brésilien comme au Sahel africain : il est reconnu aujourd'hui que les années à Nino marqué sont le plus souvent des années anormalement sèches, même si la corrélation linéaire entre les indices mesurant ces phénomènes est en moyenne assez faible et connaît elle-même une variation sur le siècle : elle apparaît plus forte sur les 20 dernières années.

Dans le cas de l'Afrique de l'ouest, il faut prendre en compte aussi et surtout les surfaces continentales, car elles exercent une action directe sur les bilans radiatif et hydrique, et donc en retour sur la dynamique atmosphérique et les précipitations.

	S	N	P
S	8	2	1
N	2	4	3
P	1	1	8

Table n°1 : Observations (lignes) / Prévisions (colonnes). Analyse discriminante linéaire pour 3 catégories de cumuls Juin-Septembre normalisés sur la période 1968-1997 et la zone 10N-20 N ; 7 W-26 E : anormalement sec (S ; < -1/2 écart-type), normal (N), pluvieux (P ; > +1/2 écart-type).

6. LE POIDS DE L'INTERFACE CONTINENTALE

6.1. Les interactions liées aux états de surface ouest-africains

En Afrique de l'ouest la sensibilité des états de surface est accentuée par la longue saison sèche, les forts gradients méridiens d'albédo et d'humidité, mais aussi par la pression des sociétés entraînant désertification au nord et déforestation au sud. Les campagnes de mesure sur site et les simulations numériques ont permis de documenter les processus physiques associés. La rétroaction positive liée au forçage de l'albédo (Charney, 1975) peut-être résumée ainsi : la diminution de couverture végétale résultant d'une diminution des précipitations augmente l'albédo de surface et diminue le rayonnement absorbé par le sol et les flux de chaleurs sensible et latente vers la basse troposphère. Au-dessus, la colonne d'air compense adiabatiquement par subsidence, ce qui diminue la convection et donc les précipitations, toutes choses égales par ailleurs.

Toutefois, les modifications induites par les champs d'humidité, la convection humide (et donc le cycle de l'eau atmosphérique) apparaissent aujourd'hui primordiales dans le mécanisme de Charney. On passe ainsi d'un impact local associé à des processus purement radiatifs à un impact régional lié à la dynamique de mousson par le biais du cycle de l'eau : la moindre humidité disponible en surface en raison de la dégradation végétale diminue bien sûr les flux verticaux de chaleur latente et les flux d'humidité en basse troposphère. Mais elle diminue aussi, toutes choses égales par ailleurs, le gradient méridien d'énergie en surface à l'origine de la mousson. Or le maintien de la subsidence de haute troposphère initié par la dégradation végétale est dû principalement à la réduction de la convection humide associée à la dynamique de mousson (Xue, 1997).

La dégradation des forêts et savanes en zone guinéenne, pèse encore plus que la désertification sahélienne car le gradient méridien d'énergie océan / continent par 5° N environ est ici directement affecté. Ceci tend d'abord à diminuer l'intensité de la mousson dès le printemps boréal et, plus au nord, à limiter son potentiel pluviométrique (Zheng et Eltahir, 1998). De plus, la forêt, contrairement à la steppe sahélienne, ne peut repousser en une saison. On passe ainsi d'un impact saisonnier ou interannuel à un impact pluriannuel.

7. APPLICATIONS

Les conditions de surface du printemps boréal, déterminantes pour la future saison des pluies, permettent de définir les prédicteurs statistiques pour la prévision des cumuls saisonniers. Les données utilisées sont soit les données observées (in-situ, satellitales, réanalysées) soit les simulations numériques menées sur modèles atmosphériques disposant de schémas réalistes de végétation et autres conditions de surface et pouvant représenter des

échelles de l'ordre de 100 km : Arpège-Climat de Météo-France, LMDZ du CNRS par exemple. Les prédictants les plus efficaces décrivent l'ENOA, les températures de surface sur l'Atlantique sud et équatorial, les températures et les gradients méridiens d'humidité de surface sur l'Afrique de l'ouest.

L'exemple de la **Table 1** donne une idée des résultats obtenus avec 4 prédicteurs de ce type pour le cas des régions soudano-sahéliennes du Mali au Soudan.

CONCLUSION

La circulation de mousson en Afrique de l'ouest est liée à l'intensité du gradient méridien d'énergie dans les basses couches, gradient qui reflète les contrastes entre l'océan et le continent, mais aussi plus au nord, entre forêts et savanes, puis steppe et désert. Les interactions entre ces conditions de surface et l'atmosphère s'effectuent principalement via la tension de vent et les flux de chaleurs sensible et latente à l'interface puis, en altitude via la condensation nuageuse. Cela donne une très grande importance à la circulation divergente, à la convection profonde et donc au cycle de l'eau dans l'atmosphère. L'aspect intermittent et spatialement discontinu des précipitations est associé à une dynamique de méso-échelle et d'échelle synoptique (perturbations de type cyclonique, ondes d'est, lignes de grains). En revanche, l'allure quasi zonale des isohyètes annuelles témoigne de la plus ou moins grande durée de la (des) saisons pluvieuses reflétant en fait la convergence des flux d'humidité au sein de la circulation de mousson. Tout ceci explique pourquoi les conditions de surface du printemps boréal sont déterminantes pour la (les) future(s) saison(s) des pluies. On peut ainsi définir des prédictants statistiques. Parmi les plus efficaces citons ceux qui décrivent l'ENOA, les températures de surface sur l'Atlantique sud et équatorial, les températures et les gradients méridiens d'humidité de surface sur l'Afrique de l'ouest. La communauté française est très présente dans les études de processus et d'impacts associés à la variabilité climatique de cet espace, particulièrement au travers des programmes CLIVAR/ECLAT, GEWEX/WAMP et du futur PNRH/CATCH.

RÉFÉRENCES

- Charney JG, 1975 : " Dynamics of deserts and droughts in the Sahel ". *Quart. J. Meteor. Roy. Soc.*, 101, 193-202.
- Dhonneur G., 1985 : " Traité de Météorologie tropicale ". Météo-France, Paris, 150 pp.
- Emanuel 1995 " On thermally direct circulations in moist atmospheres ". *J. Atmos. Sci.*, 52, 1529-1534.
- Fontaine B., S. Janicot, V. Moron, P. Roucou et S. Trzaska, 1998 : " Anomalies de températures de surface de la mer et précipitations tropicales : synthèse de quelques travaux récents portant sur les précipitations au Sahel et dans le Nordeste ". *La Météorologie.*, 22, 14-35.
- Janicot S. et B. Fontaine, 1993 : " L'évolution des idées sur la variabilité interannuelle récente des précipitations en Afrique de l'ouest ", *La Météorologie*, 8, 1, 28-53.
- Janicot S. et B. Fontaine, 1997 : " Evolution saisonnière des corrélations entre précipitations en Afrique guinéenne et températures de surface de la mer (1945-1994) ". *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 324, 785-792.
- Moron V., 1994 : " Variabilité des précipitations en Afrique tropicale au nord de l'équateur (1933-1990) et relations avec les températures de surface océanique et la dynamique de l'atmosphère ". Centre de Recherches de Climatologie, CNRS, Dijon, ISBN : 2-9508159-0-1, 219 pp.
- Lindzen RS et Hou AY, 1988 : " Hadley circulations for zonally averaged heating centered at the equator ". *J. Atmos. Sci.*, 45, 2416-2427.
- Xue Y., 1997 : " Biosphere feedback on regional climate in tropical north Africa ". *Quat. J. Roy. Met. Soc.*, 123, 1483-1515.
- Zheng X. et Eltahir E.A., 1998 : " The role of vegetation in the dynamics of west African monsoons ". *J. of Climate*, 11, 2078-2096.

L'EXPERIENCE FASTEX : UNE CHASSE AUX CYCLOGENESES SECONDAIRES

THE FASTEX EXPERIMENT: HUNTING THE SECONDARY CYCLOGENESES.

Y. LEMAÎTRE.

Centre d'étude des Environnements Terrestre et Planétaires, CNRS/UVSQ, 10-12 avenue de l'Europe, 78140 Vélizy

ABSTRACT

The FASTEX (Fronts and Atlantic Storm-Track Experiment) experiment which took place over the North Atlantic Ocean from January 3 to February 28, 1997 resulted from a close collaboration between French (such as the Centre d'étude des Environnements Terrestre et Planétaires or the Laboratoire d'Aérodynamique from CNRS, and the Centre National de Recherches Météorologiques from Météo-France) and foreign (such as the University of Reading (GB), National Meteorological Centers from UK, Ireland, Norway, the NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration, US) and the NCAR (National Center for Atmospheric Research) research organizations and laboratories (see Table 1). This experiment addressed the life cycle of mesoscale cyclones evolving in the wake of parent lows. It aimed at testing theoretical ideas on cyclone formation and development, documenting the vertical and the mesoscale structure of cloud systems in mature cyclones and their relation to dynamics and improving the forecasts of end-of-storm-track cyclogenesis. The basic observational strategy of FASTEX was to activate successively the various facilities distributed through the North Atlantic ocean over the same weather system as it travels East-West. These facilities included (see Figure 1) airborne Doppler radars (the US NOAA P3 airborne Doppler radar instrumented with the French dual beam antenna and the US / French ASTRAIA / ELDORA Doppler radar) based at Shannon (Ireland), Ships (Icelandic Coast-Guard AEGIR, US Knorr, French Suroit, and the Ukrainian Victor Bugaev) performing soundings, aircrafts (UKMO C-130 based in UK, the US NSF GIV aircraft based in Newfoundland) performing dropsondings. Moreover most of the upper-air observing stations around the Atlantic Ocean were activated performing 6-hourly soundings. Operations were directed from a forecasting center located at Shannon airport.

The present paper recalls the main objectives of this project and gives an evaluation of its experimental phase. Some preliminary scientific results obtained by the French participants are also synthesized.

A set of numerical simulations (from MESO-NH model) and analyses (from ARPEGE) has been used to study the life cycle and more particularly the first development phase of a well sampled frontal cyclone developing on the trailing front of primary large-scale baroclinic wave. These studies (Cammass et al., 1999; Mallet et al., 1999 a,b) shows a positive feed-

back between the storm dynamical configuration and the diabatic processes. They also reveals that the storm triggers where and when the along-front stretching decreases in agreement with previous theoretical studies (e.g Bishop and Thorpe, 1994). This decrease results in part from an pre-existing continental low, the importance of which was also evidenced by Arbogast and Joly (1998) using a variational inversion method for potential vorticity. They show that the upper level trough has an indirect role in maintaining the intensity of the continental surface low true precursor of the IOP (Intensive Observing Period) 17 surface low. The crucial role of diabatic processes in the end of track of the storm is also evidenced.

The mesoscale dynamics of two secondary cyclones (IOP 12 and 16) sampled in the multi-scale sampling area of the FASTEX experiment has also been documented (Bouniol et al., 1999; Lemaître et al., 1999; Scialom et al., 1999) using either airborne dropsonde data or airborne Doppler radar measurements. The used methods (Caillault and Lemaître, 1998; Dou et al., 1996; Montmerle and Lemaître, 1997; Protat et al., 1997, 1998; Lemaître et al., 1994) allow to recover the 3D dynamic and thermodynamic fields in the depression center. It appears that this area is roughly neutral with respect to moist slantwise instability, a state which is known to significantly promote frontogenesis. Air parcels trajectory analysis from these fields shows that one of the main flows responsible for the mesoscale organization of these cyclones is a warm airflow peeled-off from the base of the synoptic warm conveyor belt. This flow wraps around the low center to feed the south-western part of the cloud head. It generates for the "bomb like" IOP 12 case the most active part of the cloud head. Another main flow is the dry intrusion approaching the cyclone center under the form of dry slot. An uncommon feature is a cold northerly flow in the western part of the cloud which tends to wrap around the low center and likely releases convective instability through air-sea interactions. The processing of purls (circular trajectories) regularly performed by the instrumented aircrafts within each FASTEX secondary cyclone allows to obtain at mesoscale crucial parameters such as the vertical component of vorticity, divergence, terminal fall velocity of the hydrometeors, but also terms contributing to the frontogenetic forcing such as stretching and shearing deformations. Analysis of these parameters has shown that the active part of the cloud head was characterized by frontolytic stret-

ching deformation whereas the shearing deformation tends to produce a new baroclinic zone on the western part of the cyclone.

1. INTRODUCTION

L'expérience internationale FASTEX qui s'est déroulée du 3 Janvier au 28 Février 1997 au-dessus de l'Atlantique Nord, résulte d'une collaboration nationale et internationale étroite (voir **Table 1**) entre organismes et laboratoires de recherche Français (tel que le Centre d'étude des Environnements Terrestre et Planétaires ou le Laboratoire d'Aérodynamique du CNRS, et le Centre National de Recherches Météorologiques de Météo-France) et étrangers (tel que l'Université, de Reading (GB), les Météorologies Nationales de Grande Bretagne, d'Irlande, de Norvège, la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration, US) et le NCAR (National Center for Atmospheric Research), associant chercheurs, prévisionnistes et observateurs de ces différentes institutions. FASTEX était dévolue à l'observation des dépressions de moyenne échelle, appelées cyclogénèses secondaires, qui se développent dans le sillage des dépressions principales. Ces dépressions secondaires sont à l'origine de tempêtes extrêmement violentes pouvant conduire sur terre à des dégâts importants tant matériels qu'humains. Afin d'améliorer

la compréhension des phénomènes physiques mis en œuvre dans leur cycle d'évolution, un dispositif de grande envergure a été mis en œuvre à travers tout l'Océan Atlantique.

FASTEX était bâtie sur des objectifs complémentaires, à caractère plus ou moins opérationnel, répondant aux intérêts respectifs des différentes institutions engagées dans le projet (Joly et al., 1997).

Elle devait tout d'abord permettre de documenter l'organisation interne du système nuageux et précipitant qui accompagne ces dépressions et sa variabilité, de diagnostiquer les processus physiques et leurs interactions conduisant à cette organisation, d'établir son bilan énergétique, radiatif et son bilan en eau en établissant la part dans ce bilan des sous-structures nuageuses qui induisent de fortes inhomogénéités horizontales et verticales (en particulier le rôle de la stratification verticale en couches multiples), l'objectif à plus long terme étant d'estimer l'influence des systèmes nuageux et précipitants associés à ces dépressions sur le système climatique (Joly et Lemaître, 1997) et la prévision fine des précipitations. Très peu d'observations détaillées de ces systèmes étaient disponibles jusqu'à maintenant.

Ensuite elle devait permettre la détection des précurseurs de ces systèmes dépressionnaires. Les résultats théoriques et climatologiques établis lors des travaux préliminaires suggèrent en effet que si les dépressions naissent dans des conditions variées, leur transformation en tempête repose sur un mécanisme d'interaction, appelé l'interaction barocline, avec des précurseurs en altitude. FASTEX devait permettre également de documenter les échanges turbulents entre l'océan et l'atmosphère dans ces situations de vents fort et de mer bien formée et d'étudier le rôle de ces flux sur l'évolution de ces cyclogénèses.

Elle avait ensuite un objectif, à caractère plus opérationnel, de test en vraie grandeur de stratégies d'observations adaptatives en vue de leur prévision à 24-36 heures (ex : Bergot et al., 1998). La prévision de la formation et de l'évolution de ces dépressions au-dessus de l'océan Atlantique reste en effet une question difficile en dépit des progrès de la prévision numérique. Cette stratégie consistait à placer des observations dans des zones où les erreurs d'analyse résiduelles vont détériorer le plus la future prévision (ces zones variant selon la situation mais pouvant être déterminées). Il s'agit généralement de régions dynamiquement sensibles comme un courant-jet ou un front de surface.

Le dernier objectif était d'établir une base de données qui serve en particulier à valider les modèles numériques.

2. DISPOSITIF EXPÉRIMENTAL

La réalisation de cette expérience a nécessité de nombreux et importants moyens (4 à 6 navires, réseaux météorologiques internationaux de radiosondages activés toutes les trois heures, 5 avions instrumentés) dont 2 avions de la NOAA** et du NCAR*** basés à Shannon en Irlande,

Centre d'étude des Environnements Terrestre et Planétaires, UVSQ/CNRS, Vélizy, France
CIRES/University of California, Los Angeles, California, USA
Institute of Meteorological Research, Reykjavik, Iceland
Joint Centre for Mesoscale Meteorology, University of Reading, Reading, United Kingdom
CNRM/GAME/Météo-France, Toulouse, France
Laboratoire d'Aérodynamique, Observatoire Midi-Pyrénées, Toulouse, France
Laboratoire de Météorologie Dynamique, Palaiseau, France
Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, Massachusetts
Met Éireann, Irish Meteorological Service, Dublin, Ireland
National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, USA
Naval Research Laboratory, Monterey, California, USA
NOAA/ERL, National Severe Storm Laboratory, Boulder, Colorado, USA
NOAA/ERL, Environmental Technology Laboratory, Boulder, Colorado, USA
Norwegian Meteorological Institute, Oslo, Norway
University Corporation for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, USA
University of Reading, Reading, United Kingdom
United Kingdom Meteorological Office, Bracknell

Table n°1 : Liste des Institutions et Laboratoires de Recherche participant au projet FASTEX

instrumentés de radars Doppler, produits d'une collaboration entre le CETP* et le NCAR.

Comme indiqué précédemment la stratégie expérimentale de cette campagne était de suivre ces événements dépressionnaires de leur formation à leur maturité en coordonnant l'action des différents moyens répartis à travers l'océan (voir **Figure 1**). Cette coordination était assurée depuis un centre de prévision installé spécialement à Shannon en Irlande.

La première innovation de FASTEX a consisté à consacrer une partie importante des moyens à l'observation de la phase initiale de la cyclogénèse, dans la zone amont du trajet suivi par ces cyclogénèses (sur les côtes est de l'Amérique du Nord ou en plein Atlantique (voir la **Figure 1**). Ces moyens regroupaient quatre navires et deux avions à réaction. Les navires étaient situés tant faire se peut dans les régions considérées comme critiques en adaptant leur déplacements de façon coordonnée aux mouvements méridiens de ces structures de grande échelle. Ils effectuaient 4 radiosondages par jour en dehors des périodes d'observations intensives (POI) et des sondages horaires sur une durée de 18 heures pendant ces périodes afin d'obtenir une structure détaillée des variations zonales. Ces navires qui ont subi l'ensemble des systèmes dépressionnaires échantillonnés ont réalisé en plus de ces mesures, un programme d'observations, appelé CATCH, des échanges turbulents océan-atmosphère et de la rupture du Gulfstream en ses différentes composantes. Les avions (Gulfstream IV de la NOAA, WB57 du NCAR) mis en œuvre uniquement lors des POIs larguaient des dropsondes soit sur des structures physiques (tel que anomalies de tourbillon ou zones de stabilité statique de basses couches ou d'altitude) visibles à partir de mesures satellitales soit sur ces régions critiques révélées par des systèmes d'assimilation/diagnostique pour tester en vraie grandeur les stratégies d'observation adaptative.

La deuxième innovation concernait la stratégie originale d'échantillonnage qui a pu être déployée par les avions mis en œuvre dans la zone d'observation multi-échelle (ou MSA en Anglais) de cette expérience située en aval de la trajectoire de ces cyclogénèses. Ces avions étaient le C130 du UKMO**** effectuant des largages de sondes dans les zones précipitantes et d'air clair de la dépression et les avions P3 de la NOAA et Electra du NCAR volant de concert dans le système dépressionnaire. Ces deux derniers avions emportaient des radars Doppler équipés d'antennes Doppler bi-faisceaux développées au CETP, pièces essentielles du dispositif expérimental permettant d'accéder à une description tridimensionnelle des champs de vent dans les zones précipitantes. Cette stratégie définie par le CETP a permis d'acquérir un jeu de données exploitables de différentes façons grâce aux nombreux outils développés au CETP dans la phase préparatoire de cette expérience (Caillault et Lemaître, 1998 ; Dou et al., 1996 ; Montmerle et Lemaître, 1997 ; Protat et al., 1997, 1998, Lemaître et al., 1994), soit à résolution

fine pour résoudre les processus d'échelle convective, soit à résolution dégradée mais sur un domaine couvrant toute la perturbation pour obtenir les champs de paramètres dynamiques et thermodynamiques associés à l'ondulation ou à la cyclogénèse secondaire. Une illustration de l'intérêt d'une telle stratégie sera donnée dans la suite.

3. BILAN EXPÉRIMENTAL

19 cas ont pu être échantillonnés au cours des deux mois d'expérience dont 12 scientifiquement intéressants, c.-à-d. répondant aux objectifs des différents organismes, ce qui constitue un très grand succès selon l'avis unanime de la communauté internationale (Joly et al., 1999). La **Table 2** donne une synthèse de ces cas et de leur intérêt scientifique.

	Sampling	Scientific interest	Type	Priority
IOP 1	good	test coordination		2
IOP 2	good	no FASTEX case	NCFR	3
IOP 5	good	very good	cold air vortices	2
IOP 7	very good	no FASTEX case	NCFR	3
IOP 9	very good	very good	cloud head	2
IOP 10	very good	very good	frontal wave	1
IOP 11	good	very good	developing cyclone	2
<u>IOP 12</u>	very good	very good	bomb like meso-cyclone	1
IOP 15	fair	good	developing cyclone	2
<u>IOP 16</u>	very good	very good	developing cyclone	1
<u>IOP 17</u>	good	very good	developing cyclone	2
<u>IOP 18</u>	fair	very good	developing cyclone	3

Table n°2 : Classification des cas scientifiquement intéressants. Les priorités indiquées reposent sur des critères liés aux objectifs des observations de la MSA. Les cas soulignés sont ceux retenus par la communauté

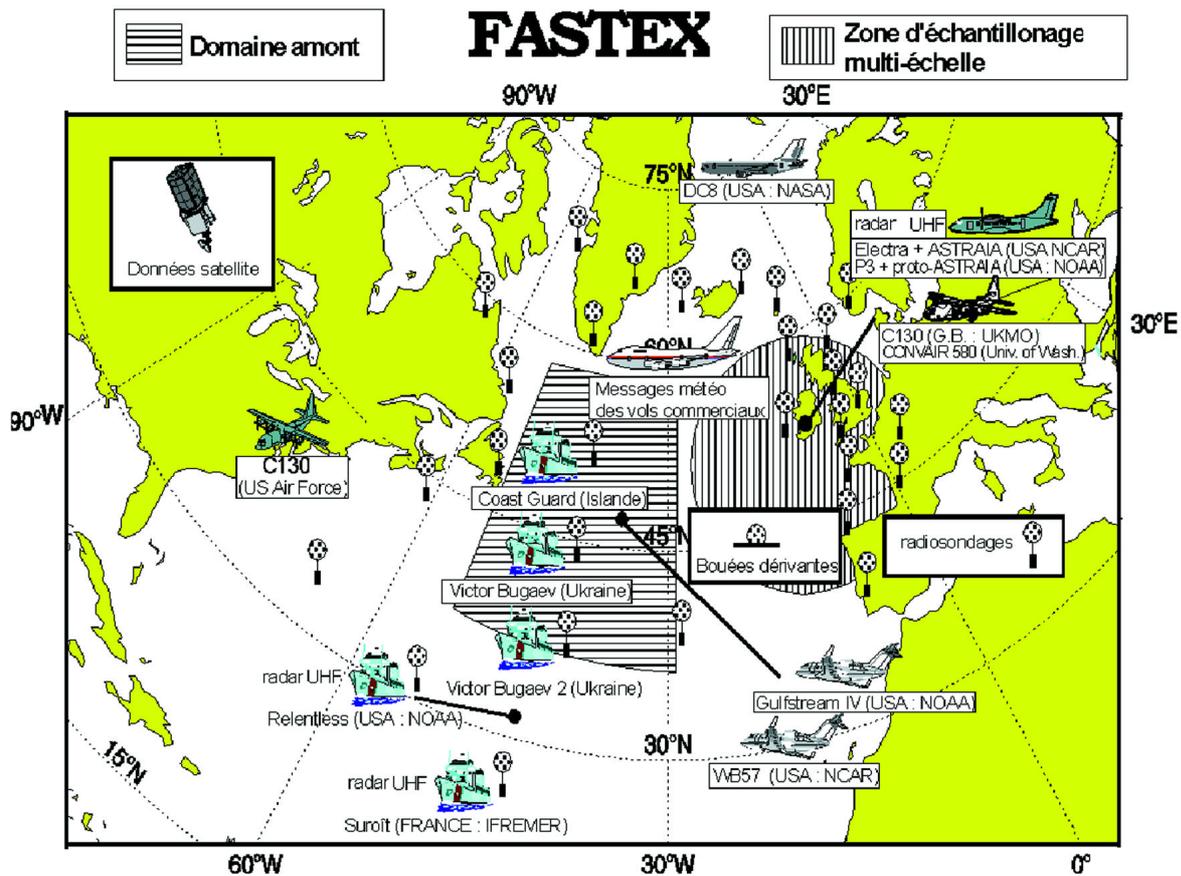


Fig. n°1 : Dispositif expérimental de l'expérience internationale FASTEX. Il reposait sur l'activation des réseaux de mesures conventionnelles (ex : radiosondages) encadrant l'Atlantique Nord. Il se composait d'une partie amont regroupant en particulier 4 navires et deux avions à réaction (voir texte) et d'une zone aval appelée zone d'échantillonnage multi-échelle (ou MSA en Anglais) activant trois avions à réaction.

Parmi ces cas, citons la dépression 41 échantillonnée lors de la période d'observation intensive 17 (POI 17) intervenue entre le 17 et le 20 février 1997. Cette dépression est apparue à partir de précurseurs multiples. Ce système météorologique a été traqué par le dispositif expérimental pendant plus de 70 h sur plus de 5 500 km. Citons également le cas d'une "bombe", c'est-à-dire une puissante dépression se formant en quelques heures, le 9 février (POI 12) ou encore le cas d'ondulation frontale observée le 17 février. L'immense ensemble de mesures qui a été acquis au cours de l'expérience est d'ores et déjà disponibles pour l'ensemble des scientifiques sur la base de données gérée par Météo-France (Jaubert et al., 1999). De nombreuses équipes françaises se penchent sur l'origine de ces dépressions observées et les mécanismes mis en œuvre dans l'éventuel creusement explosif observé pour certaines d'entre elles. Citons en particulier les travaux de Bouniol et al. (1999), Lemaître et al. (1999), Scialom et al. (1999), Baehr et al. (1999), Malardel et Arbogast (1999), Cammas et al. (1999), Mallet et al. (1999 a,b). D'autres portent sur les aspects plus opérationnels indiqués précédemment. Citons en particulier ceux de Pouponneau et al. (1999), Janiskova et al. (1999), Desroziers et al. (1999), Bergot

(1999). Parmi ces nombreux travaux nous nous pencherons plus particulièrement dans la suite sur ceux concernant la physique de ces dépressions.

4. EXEMPLES DE TRAVAUX SIGNIFICATIFS EN COURS

Ces travaux concernent i) le cycle de vie de ces dépressions, l'importance et l'influence des anomalies d'altitude ou des flux turbulent de surface (groupe GAME de Météo-France, LA du CNRS), ii) la description des champs à moyenne échelle et à échelle convective à l'intérieur du système nuageux au moyen de données de radar Doppler aéroporté et de dropsonnage (au CETP du CNRS) dans la phase mature de ces cyclogénèses.

Ces travaux reposent sur deux approches très distinctes.

La première utilise les données numériques issues des analyses ARPEGE (Courtier et Geleyn, 1988) ou de simulation à l'aide du modèle MESO-NH (Lafore et al., 1998) validées par les observations. Elle a pour objectif d'étudier :

- le rôle des précurseurs et des forçages apportés par l'environnement de grande échelle dans le déclenchement de ces dépressions frontales.

- l'influence des processus diabatiques et de surface dans leur cycle de vie.

La seconde exploite les jeux d'observations de cette campagne acquis en particulier dans la zone d'observation multi-échelle (MSA). Elle a pour finalité :

- de comprendre les mécanismes physiques mis en œuvre dans la phase mature des ondulations frontales et cyclogénèses secondaires (rôle des forçages de grande échelle, des processus diabatiques, des flux de surface, etc.).

- de quantifier le rôle des différentes entités nuageuses constituant la perturbation et résultant de ces processus physiques (convection droite, inclinée ou forcée, convection de basse ou de moyenne troposphère, convection organisée ou non organisée) dans les transferts de chaleur, de quantité de mouvement et d'humidité.

5. EXISTENCE DE PRÉCURSEURS D'ALTITUDE

Un premier résultat significatif des travaux en cours porte sur la genèse de la dépression 41 observée lors de la POI 17 (période du 16 au 20 Février). Cette dépression s'est développée sur la queue d'un front d'onde barocline primaire de grande échelle. Son mécanisme a pu être, d'une part, objectivement étudié à l'aide de simulations au moyen du modèle ARPEGE. Pour ce faire les conditions initiales juste avant la formation de cette tempête ont pu être modifiées au moyen de la technique d'inversion du tourbillon potentiel (Arbogast et Joly, 1998). Cette technique permet d'isoler des structures dans les champs initiaux et de les ôter afin de diagnostiquer leur rôle sur l'évolution ultérieure de la cyclogénèse simulée. Il a pu être ainsi démontré l'action d'un précurseur d'altitude sur

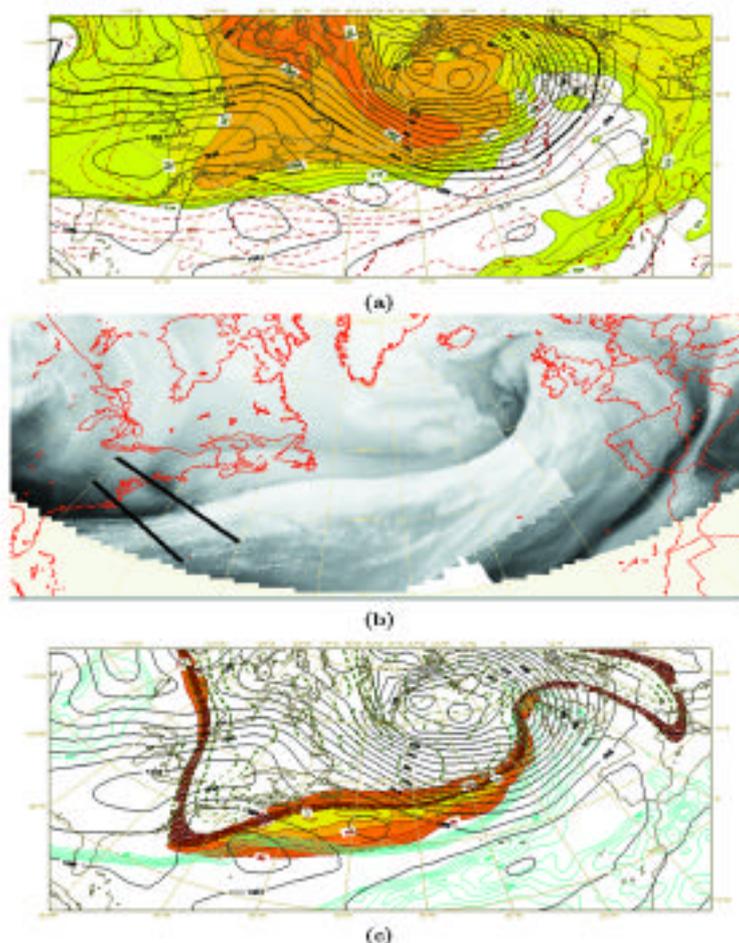


Fig. n°2 : Situation synoptique le 17 février 1997 à 12 h sur l'Atlantique Nord (extrait de l'analyse faite par Cammas et al., 1999).
 a) Champs de pression en surface (trait plein), de w' (température potentielle du thermomètre mouillé à 925 hPa ; ligne discontinue) et de température potentielle sur la surface 2 PVU (en grisé) déduits des analyses du modèle ARPEGE (1.5 degré par 1.5 degré).
 b) Images satellitales composites dans le canal vapeur d'eau déduites de GEOS et METEOSAT.
 c) Champs de w' à 850 hPa (trait plein), de tourbillon potentiel sur la surface isentrope 310 K (ligne discontinue) et de vent sur la surface 2 PVU (en grisé).

Sur l'image satellite est observée à l'ouest de la bande nuageuse frontale associée à la zone barocline principale la zone d'air sec associée au talweg d'altitude qui intensifie la dépression continentale observée sur le champ de pression au sud de la baie d'Hudson. Cette dépression modifie le champ de déformation de façon à permettre le développement de la dépression secondaire 41 observée lors de la POI 17. Sur l'image satellitale est également observée à l'est de cette bande frontale (au nord-ouest de l'Irlande) la signature nuageuse de la dépression secondaire observée lors de la POI 16.

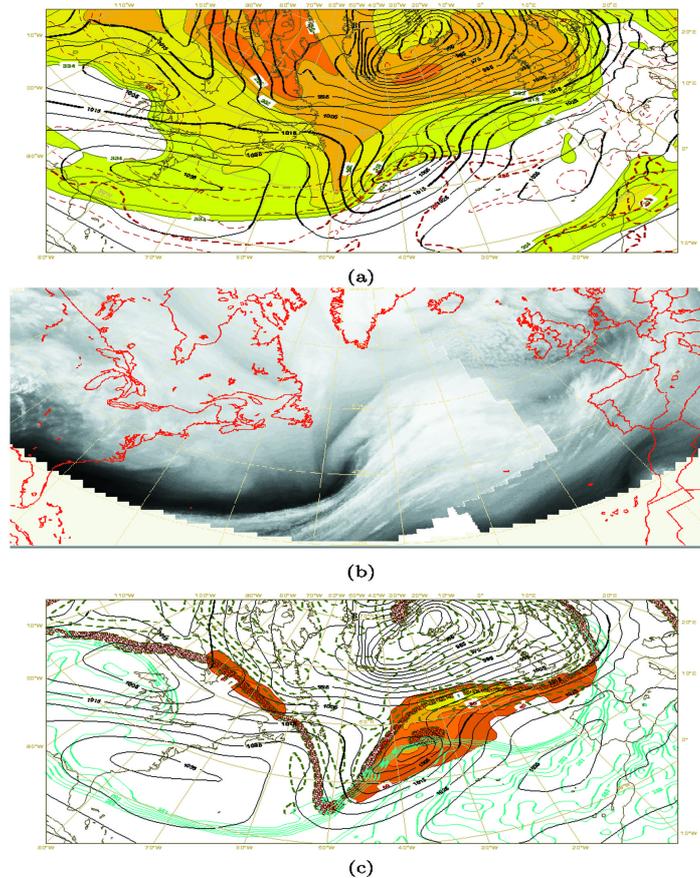


Fig. n°3 : Comme sur la Figure 2 pour le 18 février 1997 à 12 h (extrait de l'analyse faite par Cammas et al., 1999). L'image satellite montre le développement nuageux associé à la dépression 41 après creusement.

la cyclogénèse observée, ce qui était espéré, mais cette action s'est montrée moins directe qu'il n'était prévu. Le précurseur apparaît en effet agir à travers une ancienne dépression très peu active confinée en surface. De façon plus précise, ce précurseur joue un rôle indirect en maintenant l'intensité d'une basse pression située en surface sur le continent Américain qui est le vrai précurseur de la POI 17. Dans ce cas l'effet direct du talweg d'altitude (précurseur théoriquement prévu dans ce type de situation) n'apparaît qu'après le creusement de la dépression secondaire et la signature de ce creusement explosif, la tête nuageuse. Une étude détaillée du cycle de vie de cette perturbation a pu être menée, d'autre part, par Cammas et al. (1999), Mallet et al. (1999 a,b) à partir d'analyses issues du modèle ARPEGE validées par les mesures de radiosondages et de dropsondages effectuées au milieu de l'Atlantique par les bateaux et les avions et de l'évolution temporelle (voir par exemple les Figures 2 et 3) des champs dynamiques, thermodynamiques et nuageux (déduits des observations satellitales de GEOS-Est et Météosat) associés à cette situation. Le précurseur de basse couche apparaît le 16 février situé au sud des grands lacs aux Etats-Unis. Le talweg d'altitude apparaît sur le

canal vapeur d'eau comme une zone très sèche s'étendant du sud de la baie d'Hudson au Wisconsin. Le 17 la basse pression de surface s'est déplacée au large des côtes pour devenir la dépression POI 17 en subissant une croissance explosive de plus de 16 mb par jour). L'étude montre que la dépression secondaire apparaît lorsque le champ de déformation (d'étirement) diminue par l'action de la dépression continentale qui est intensifiée par le talweg d'altitude. Le 18, la dépression secondaire atteint alors une vitesse de déplacement de plus de 30 ms⁻¹ vers le nord-est. La signature de ce creusement apparaît clairement sous forme d'une tête nuageuse sur la Figure 3. La phase d'initiation (du 16 au 17 février) se présente comme une période de renforcement de la zone barocline principale située au sud-est des côtes Américaines induites par l'arrivée sur zone du talweg d'altitude. Cette intensification de la baroclinie est accompagnée de l'intensification du jet d'altitude et du gradient de vent en entrée du jet d'altitude et du déplacement de la basse pression continentale dans cette zone. La dépression POI 17 apparaît intensifiée dans cette région de cisaillement anticyclonique d'entrée du jet d'altitude. La frontogénèse qui s'effectue dans cette région d'entrée du jet et les circulations

agéostrophiques associées provoquent l'intrusion d'air stratosphérique sec dont la signature sont la bande noire dans le canal vapeur d'eau discutée précédemment et la langue de forte valeur de tourbillon potentiel caractéristique de la stratosphère. L'étude diagnostique détaillée de cette circulation agéostrophique a montré que pendant la phase d'initiation, la dépression continentale verrouillée sur le talweg d'altitude est amenée près de la zone barocline principale induite par le jet polaire et le talweg de basse couche situé à l'est des côtes. Le talweg d'altitude renforce la zone barocline et force l'intrusion d'air sec en renforçant le gradient de vent le long de l'entrée du jet polaire. Le talweg d'altitude n'a d'effet qu'après le creusement rapide de la dépression secondaire. Il induit au Nord-Ouest de la dépression une ascension oblique vers le Nord conduisant à la formation de la partie Nord Ouest de la tête nuageuse. Au moment de l'apparition de la structure cyclogénétique de la tête nuageuse, la relaxation de chaleur latente s'effectuant dans cette région induit l'apparition d'une structure duale du jet. A ce moment la dépression s'extrait de la zone d'action du talweg d'altitude et s'intensifie grâce à l'action prédominante de la chaleur latente et sous l'effet constructif des circulations verticales qui se développent dans la région caractérisée par la structure duale du jet et de front chaud de surface.

6. DYNAMIQUE MULTI-ÉCHELLE AU SEIN DE CAS SÉLECTIONNÉS DE FASTEX À L'AIDE DE DONNÉES DE RADARS DOPPLER AÉROPORTÉS

Les données des deux radars Doppler aéroportés (le radar embarqué sur l'avion P3-42 de la NOAA équipé de l'antenne française bi-faisceaux conçue au CETP et le radar ASTRAIA/ELDORA développé en collaboration par le CETP en France et le NCAR au Etats-Unis) mis en œuvre dans la zone MSA (Multiscale Sampling Area) de l'expérience FASTEX sont en cours de traitement. Le premier objectif est d'obtenir un ensemble de champs élaborés (dynamique, thermodynamique et microphysique) à différentes échelles de mouvement afin de diagnostiquer les processus d'interaction mis en œuvre dans les ondulations frontales et cyclogénèses secondaires observées lors de cette expérience. Le second objectif est de fournir à la communauté un jeu unique de données de validation sur l'organisation des systèmes précipitants associés à ces perturbations dans leur état mature.

Une description multi-échelle avec une résolution fine pour résoudre les processus d'échelle convective, ou avec une résolution dégradée mais sur un domaine couvrant toute la perturbation afin d'obtenir les champs de paramètres dynamiques et thermodynamiques associés à l'ondulation ou la cyclogénèse secondaire a pu être faite sur les cas échantillonnés lors des POIs 12 et 16 (cas des 9 et 17 Février 1997) en traitant les jeux de données issus de dropsondages effectués par le C130 britannique et les

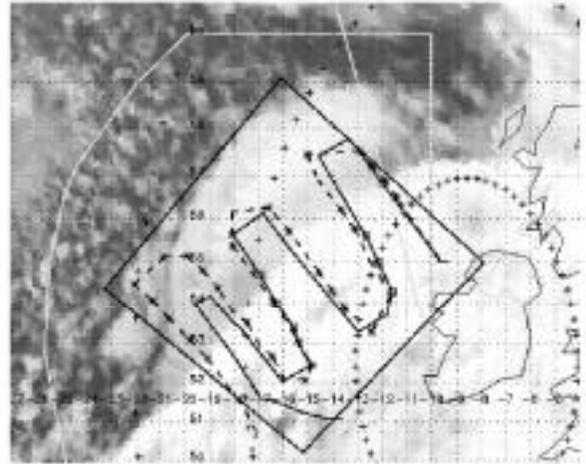


Fig. n°4 : Couverture nuageuse dans le canal infrarouge de METEOSAT de la dépression secondaire échantillonnée dans la zone d'observation multi-échelle (MSA) lors de la POI 16. Sont représentées sur cette image les trajectoires suivies par l'avion P3 de la NOAA (trait plein) et C130 de la météorologie nationale britannique (ligne discontinue) et la boîte de mesoéchelle (650 km par 650 km) dans laquelle ont pu être restitués les champs dynamiques et thermodynamiques issus des données de radar Doppler et de dropsondages.

observations radar. Les méthodes d'analyses utilisées (Caillaud et Lemaître, 1998 ; Dou et al., 1996 ; Montmerle et Lemaître, 1997 ; Protat et al., 1997, 1998, Lemaître et al., 1994) ont permis d'obtenir ces champs au sein de ces dépressions secondaires.

Le premier de ces cas (POI 12) concerne une cyclogénèse secondaire qui s'est développée sous forme de "bombe" avec un creusement de plus de 20 mb en 6 heures. Les champs dynamiques 3D à différentes échelles et en particulier à mésoéchelle (dans un domaine de 600 km sur 300 km couvrant la cyclogénèse observée) et à échelle convective (dans un domaine de 60 km sur 60 km dans la tête nuageuse du système précipitant) ont pu être obtenus (Lemaître et al., 1999).

Le deuxième cas (POI 16) concerne une ondulation frontale en phase d'intensification (Bouniol et al., 1999) dont nous donnerons une description détaillée dans la suite.

Le jeu de données acquis sur ce cas a permis une description fine des différentes entités thermodynamiques, et précipitantes constituant la perturbation (cœur dépressionnaire, tête nuageuse, front froid, front chaud occlus, etc.). Cette perturbation s'est présentée sous la forme d'une ondulation frontale active se propageant rapidement le long de la queue du front froid d'une dépression mère située sur le Groenland. L'image satellite donnant la couverture nuageuse associée à ce cas (voir **Figure 2**) montre une structure typique des cyclones des latitudes moyennes avec i) une large bande nuageuse parallèle à la zone barocline froide principale associée à la ceinture de transport d'air chaud et humide qui alimente la dépression principale (Harrold, 1973), (ii) une tête nuageuse qui voit le jour sur le bord Nord-Ouest de cette zone qui est la signa-

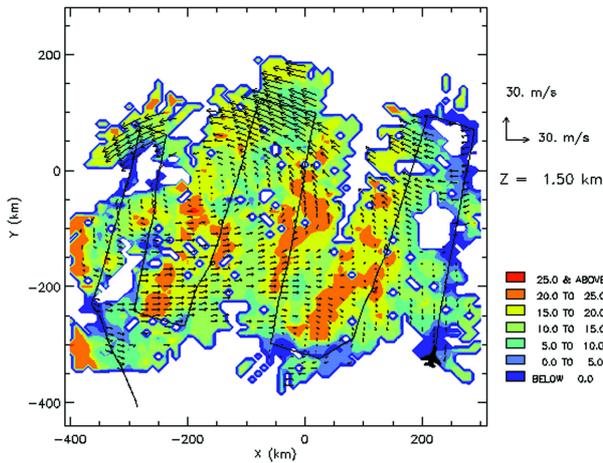


Fig. n°5 : Champs de précipitation et de vent à 1.5 km d'altitude au sein de la dépression secondaire (POI 16) issus des observations radar aéroporté. Le code couleur est une mesure de l'intensité des précipitations (exprimée en dBZ). La trajectoire suivie par l'avion P3 est superposée.

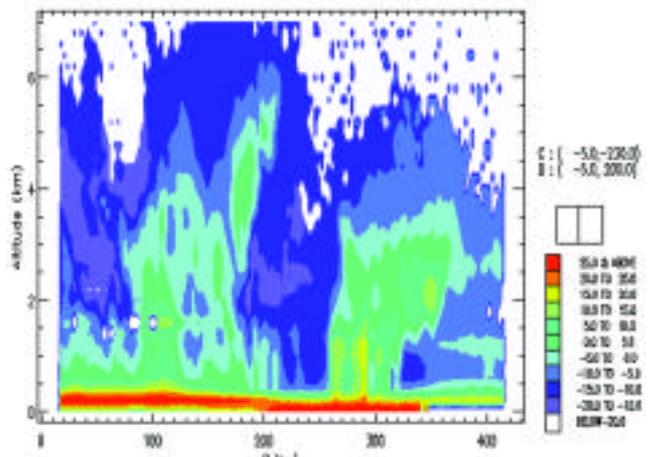


Fig. n°6 : Coupe verticale transverse à la dépression (sud-est/nord-est) qui illustre la stratification verticale nuageuse et précipitante du système. La zone nuageuse à droite est associée à la surface frontale froide. Les zones d'air clair correspondent à des subsidences d'altitude d'air provenant de la haute troposphère. La zone de forte réflectivité à bas niveau correspond aux échos sur la mer du signal radar.

ture bien connue d'une cyclogénèse secondaire (e. g., Evans et al. 1994, Browning et Roberts 1994) et (iii) une zone d'air clair en forme de fente dans la couverture nuageuse entre la tête nuageuse et la large bande frontale, signature d'une subsidence très localisée d'air sec provenant de la haute troposphère.

Les champs 3D de vent et de précipitations obtenus dans le domaine de méso-échelle (représenté sur la **Figure 4**) permettent d'obtenir une description détaillée de cette cyclogénèse (voir **Figures 5** et **6**). Ces champs ont été obtenus en traitant les données de vitesses radiales issues de toutes les observations effectuées par le radar Doppler à bord de l'avion P3 de la NOAA). Ils font apparaître une circulation cyclonique bien marquée dans les basses couches de l'atmosphère avec une structuration des précipitations intenses en bandes perpendiculairement à la zone barocline principale.

Ces travaux ont montré que la zone dépressionnaire se présente dans un état neutre vis à vis de l'instabilité oblique, état reconnu comme favorable à l'intensification des circulations agéostrophiques (moindre résistance de la gravité ou mouvement ascendants forcés par les champs de déformation). Certaines de ces régions apparaissent instables vis à vis de l'instabilité symétrique (voir **Figure 6** et **7**). Une analyse de l'impact de ces régions sur les transferts énergétique verticaux (voir **Figure 8**) montre qu'ils sont en accord avec ceux prévus théoriquement.

Une analyse détaillée des trajectoires des particules d'air constituant le système à partir de ces champs a permis de montrer que la partie sud-ouest de la tête nuageuse est alimentée par la couche limite de la ceinture de transport d'air chaud qui alimente la zone barocline froide.

de. Ce flux s'enroule autour de la dépression et génère dans le cas de la POI 12 la partie la plus active (en terme de précipitation) de la cyclogénèse. Cette analyse a permis également de mettre en évidence le rôle déterminant d'un flux de basse couche d'air froid s'enroulant autour de la dépression dans la relaxation de l'instabilité convec-

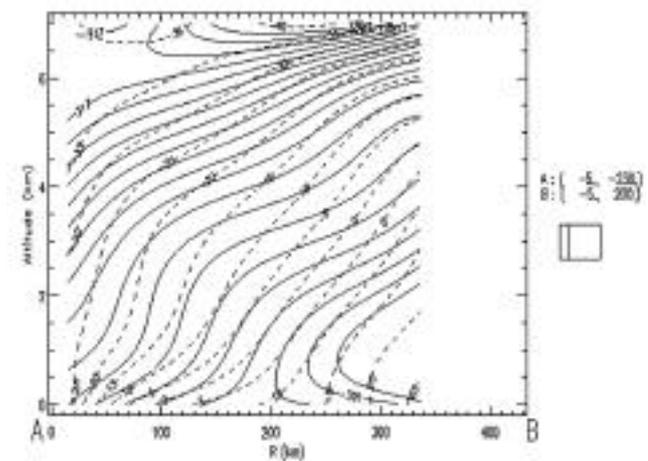


Fig. n°7 : Dans la même coupe que la **Figure 6**, lignes d'égalité température potentielle équivalente θ_e (trait plein) et de moment angulaire M (ligne discontinue), déduites des mesures de dropsonnage, permettant de diagnostiquer le rôle de la convection droite (zones où est observé un point d'inflexion des lignes θ_e) et de la convection inclinée (zones où les lignes θ_e sont plus pentues que celles de M) dans les zones nuageuses observées. On observe ainsi que le flux d'air froid situé sous la surface frontale (à droite de la Figure) qui se propage sur la surface de la mer plus chaude génère dans les basses couches de l'instabilité convective tandis que la masse nuageuse à l'avant (à gauche de la figure) résulte de la relaxation d'instabilité symétrique conditionnelle (ou convection inclinée).

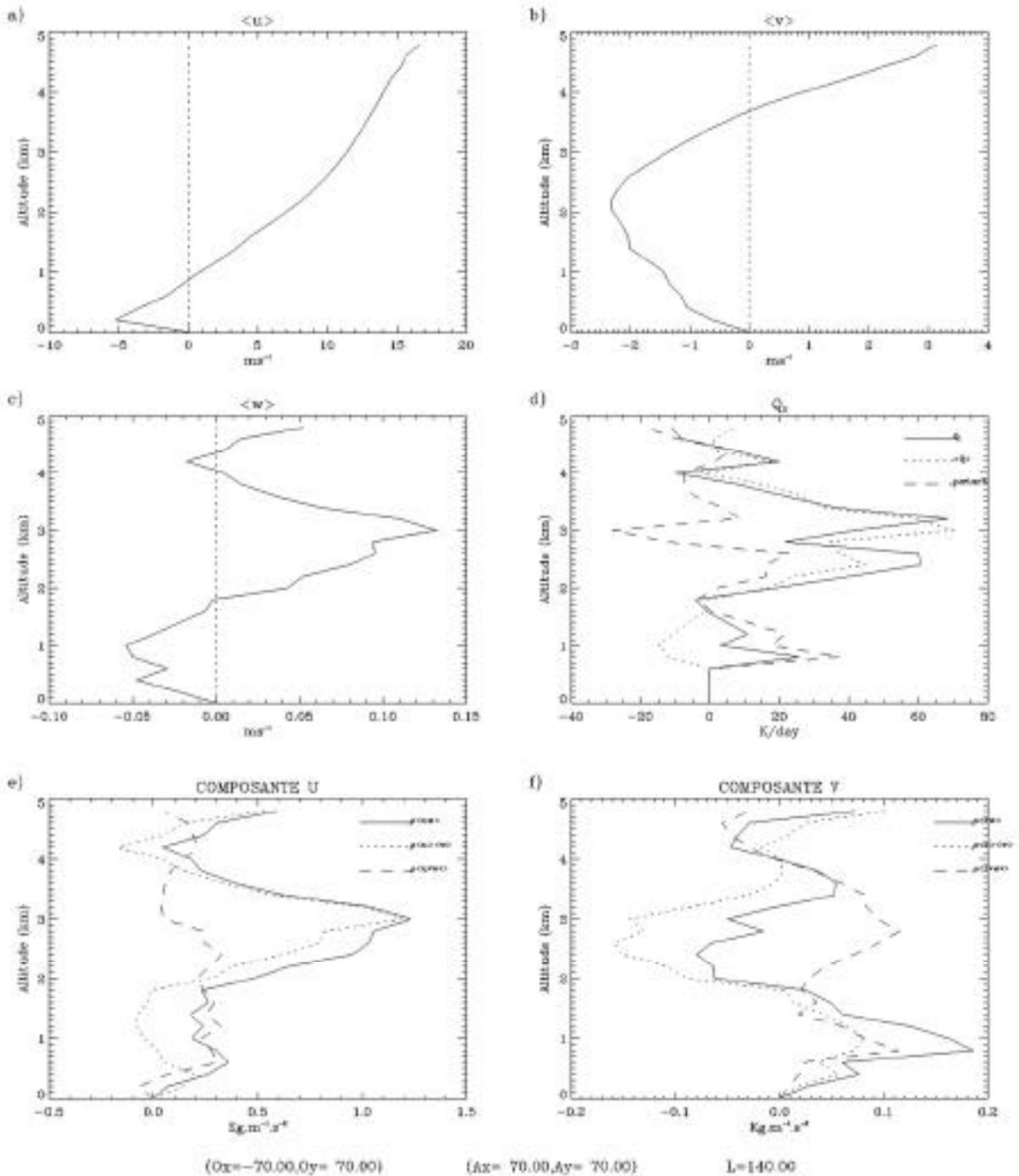


Fig. n°8 : Profils moyens des trois composantes du vent et des flux verticaux de quantité de mouvement et source apparente de chaleur dans la zone d'instabilité symétrique conditionnelle. Ces profils montrent en particulier que le long des bandes de précipitations (composante v du vent, voir Figure 5) la couche 1-2.5 km caractérisée par un cisaillement vertical du vent moyen négatif (voir $\langle v \rangle$) est une zone de corrélation positive entre les perturbations de v (v^*) et w (w^*). Ceci est la signature énergétique univoque de l'instabilité symétrique conditionnelle qui tire son énergie cinétique du cisaillement vertical de vent (Bennets et Hoskins, 1979).

tive générée par les flux à l'interface air/mer. Au cours de l'échantillonnage avion des trajectoires en boucle ont été effectuées de façon systématique au sein de ces dépressions. Le traitement des données radar issues de ces boucles (Scialom et al., 1999) ont permis d'accéder aux profils de quantités cruciales telles que le tourbillon, la divergence, la vitesse terminale de chute des hydrométéores en phase liquide ou solide mais également à des quantités contribuant au forçage frontogénétique, déformations d'étirement ou de cisaillement. Il a pu être ainsi montré que la partie active de la tête nuageuse est caractérisée par un champ de déformation frontolytique qui permet à la tête nuageuse de se développer tandis que ce champ de déformation, frontogénétique dans la partie ouest de la zone dépressionnaire, conduit au renforcement de la zone barocline froide.

* Centre d'Étude des environnements Terrestre et Planétaires

** National Oceanic and Atmospheric Administration

*** National Center for Atmospheric Research

**** United Kingdom Meteorological Office

REMERCIEMENTS

L'auteur remercie les auteurs des publications citées qui ont alimenté cette présentation.

Cette expérience a bénéficié du support financier du programme Atmosphère et Océan à Moyenne Echelle de l'Institut National des Sciences de l'Univers et de la commission Européenne sous le contrat ENV4-CT96-0322.

RÉFÉRENCES

- Arbogast Ph., A. Joly, Identification des précurseurs d'une cyclogénèse, *Compte-Rendus à l'Académie des Sciences, Sciences de la Terre et des planètes*, 326 : 227-230, 1998.
- Baehr, Ch., B. Pouponneau, F. Ayrault, A. Joly, Dynamical characterization and summary of the FSTEX cyclogenesis cases. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, submitted, 1999.
- Bergot, T., Adaptive observations during FASTEX: a systematic survey of the impact of upstream flights. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, submitted, 1999.
- Bergot T., G. Hello, A. Joly, S. Malardel, Adaptive observations: a feasibility study, *Mon. Weather Rev.*, 126: in press, 1998.
- Bennetts, D. A, B.J. Hoskins, Conditional Symmetric Instability- A possible explanation for frontal rainbands. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 105: 945-962, 1979.
- Bishop C.H, A.J. Thorpe, Frontal wave stability during moist deformation frontogenesis. Part I: Linear wave dynamics. *J. Atmos. Sci.*, 51: 852-873, 1994.
- Bouniol, D., A. Protat, Y. Lemaître, Mesoscale dynamics of a deepening secondary cyclone (FASTEX IOP16): three-dimensional structure retrieved from dropsonde data. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, submitted, 1999.
- Browning, K. A., N. M. Roberts, Structure of a frontal cyclone. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 120: 1535-1557, 1994.
- Caillault K., Y. Lemaître, Extension of the MANDOP analysis to the advection speed retrieval. *J. Atmos. Oceanic. Technol.*, in press, 1998.
- Cammas, J.P., B. Pouponneau, G. Desroziers, P. Santurette, A. Joly, Ph. Arbogast, I. Mallet, G. Caniaux, P. Mascart, M. Shapiro, Initiation, triggering and development phases of the fastex cyclone (IOP 17): synoptic and dynamic overview. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, submitted, 1999.
- Courtier P., J.F Geleyn, A global numerical weather model with variable resolution: application to the shallow-water equations. *Mon. Wea. Rev.*: 114, 1321-1346, 1988.
- Desroziers, G., B. Pouponneau, J.N. Thépaut, M. Janisková, F. Veersé, Four dimensional variational analyses of FASTEX situations. part II: use of additional observations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, submitted, 1999.
- Dou X.K., G. Scialom, Y. Lemaître, analysis and airborne Doppler radar for mesoscale studies, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 122: 1231-1261, 1996.
- Evans, M. S., D. Keyser, L. F. Bosart, G. M. Lackmann, A satellite-derived classification scheme for rapid maritime cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, 122: 1381-1416, 1994.
- Harrold, T. W., Mechanisms influencing the distribution of precipitation within baroclinic disturbances. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 99: 232-251, 1973.
- Janisková, M., F. Veersé, J.N. Thépaut, G. Desroziers, B. Pouponneau, Four dimensional variational analyses of FASTEX situations. part I: impact of a simplified physical package in the assimilating model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, submitted, 1999.
- Jaubert, G., C. Piriou, S.M. Loehrer, A. Petitpa, J.A. Moore, The FASTEX experiment data archive. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, submitted, 1999.
- Joly, A., D. Jorgensen, M.A. Shapiro, A.J. Thorpe, P. Bessemoulin, K.A. Browning, J.P. Cammas, J.P. Chalon, S.A. Clough, K.A. Emanuel, L. Eymard, R. Gall, P.H. Hildebrand, R.H. Langland, Y. Lemaître, P. Lynch, J.A. Moore, P.O.G. Persson, C. Snyder, R.M. Wakimoto, The Fronts and Atlantic Storm-Track Experiment (FASTEX): Scientific Objectives and Experimental Design. *Bull. Amer. Soc.*, 78, (9): 1917-1940, 1997.
- Joly A., Y. Lemaître, Fronts and Atlantic Storm-Track Experiment FASTEX: a short overview, *Gewex News*. 7(4): 3-4 novembre, 1997.
- Joly, A., K.A. Browning, P. Bessemoulin, J.P. Cammas, G. Caniaux, J.P. Chalon, S.A. Clough, R. Dirks, K.A. Emanuel, L. Eymard, R. Gall, T.D. Hewson, P.H. Hildebrand, D. Jorgensen, F. Lalaurette, R.H. Langland, Y. Lemaître, P. Mascart, J.A. Moore, P.O.G. Persson, F. Roux, M.A. Shapiro, C. Snyder, Z. Toth, R.M. Wakimoto, Overview of the field phase of the Fronts and Atlantic Storm-Track Experiment (FASTEX) project. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, submitted, 1999.

- Lafore J.P., J. Stein, N. Asencio, P. Bougeault, V. Ducrocq, J. Duron, C. Fisher, P. Hérel, P. Mascart, V. Masson, J.P. Pinty, J.L. Redelsperger, E. Richard, J. Vilà-Guerau de Arellano, The Meso-NH Atmospheric Simulation System. Part I: adiabatic formulation and control simulations. Scientific objectives and experimental design. *Ann. Geophysicae*, 16: 90-109, 1998.
- Lemaître, Y., Neveux, P., Scialom, G., A new analysis to diagnose ageostrophic winds from wind and temperature measurements made by an observational network. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 11: 637-660, 1994.
- Lemaître, A. Protat, D. Bouniol, Pacific and Atlantic bomb-like deepening in mature phase: a comparative study. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, submitted, 1999.
- Malardel, S., Ph. Arbogast, Upstream and downstream development induced by vorticity anomalies: detection in FASTEX IOPs. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, submitted, 1999.
- Mallet, I., Ph. Arbogast, Ch. Baehr, J.P. Cammas, P. Mascart, Effects of a low level precursor and frontal stability on cyclogenesis during FASTEX IOP17. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, submitted, 1999.
- Mallet, I., J.P. Cammas, P. Mascart, P. Bechtold, Effects of cloud diabatic heating on the FASTEX cyclone (IOP 17) early development. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, submitted, 1999.
- Montmerle, T., Y. Lemaître, Three-dimensional variational data analysis to retrieve thermodynamical and dynamical fields from various nested measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 15: 360-379, 1997.
- Poupponeau B., F. Ayrault, T. Bergot, A. Joly, The impact of aircraft data on an Atlantic cyclone analysed in terms of sensitivities and trajectories, *Weather and Forecasting*, 11: in press, 1999.
- Protat A., Lemaître Y., G. Scialom, Retrieval of kinematic fields using a single beam airborne Doppler radar performing circular trajectories. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 14, (4): 769-791, 1997
- Protat A., Y. Lemaître, G. Scialom, Thermodynamic analytical fields from Doppler radar data by means of the MANDOP analysis. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 124: 1633-1669, 1998.
- Reed, R. J., E. F. Danielsen, Fronts in the vicinity of the tropopause. *Arch. Meteorol. Geophys. Bioklim.*, A11: 1-17, 1959.
- Scialom, G., A. Protat, Y. Lemaître, Vertical structure of a FASTEX secondary cyclone derived from dual-beam airborne radar data. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, submitted, 1999.

M. LEROY¹ - J.-C. BURIEZ², P.-Y. DESCHAMPS², J.-L. DEUZE², M. HERMAN², P. GOLOUB², D. TANRE², M. VESPERINI² - F.-M. BREON³ - G. SEZE⁴ - A. BRICAUD⁵ - A. LIFERMANN⁶

¹CESBIO, UMR CNES-CNRS-UPS, 18, av. E. Belin, 31401 Toulouse Cedex 4, France

²LOA, Université des Sciences et Techniques de Lille, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex

³LSCE, CEA Saclay, 91191 Gif-sur-Yvette Cedex

⁴LMD, CNRS/UPMC, BP 99, F-75252 Paris Cedex 05

⁵LPCM, Université Pierre et Marie Curie, BP 8, 06230 Villefranche-sur-mer

⁶CNES, 18, av. E. Belin, 31401 Toulouse Cedex 4, France

ABSTRACT

The POLDER (POLarization and Directionality of Earth Reflectances) sensor developed by CNES is one of the eight payload instruments of the NASDA's ADEOS. POLDER is designed to collect global and repetitive observations of the solar radiation reflected by the Earth-atmosphere-ocean system, including its polarization and directional properties. In addition to the classical measurement and mapping capabilities of narrow-band multispectral imaging radiometers, POLDER has original features which result in its unique ability to: (i) observe target reflectances from up to 14 directions during a single satellite pass and from more directions by multi-pass combination, (ii) measure polarized reflectances at three different polarization angles in three out of its eight visible and near-infrared spectral bands.

Following ADEOS loss on June 30, 1997, only 8 months of POLDER data have been acquired. Of course this unfortunate stop of the mission interrupts the long time series expected from the continuity of ADEOS 1 and ADEOS 2 (to be launched by NASDA in 2000). Still these 8 months represent more than 3 terabytes of original data which, as is shown in this paper, are useful to assess the scientific merit of POLDER measurements for research.

The variety of geophysical parameters describing the Earth + atmosphere system derived from POLDER is potentially useful to better characterize, monitor and model several essential components of the global climate and environment, through :

- the quantification of the oceanic and terrestrial vegetal primary production and its role in the global carbon cycle,
- the determination of the aerosol physical and optical properties in order to classify them and to study their cycle and variability,
- a more accurate determination of the role of aerosols and clouds on the Earth radiation budget,
- the improvement of the climatologic description of the tri-dimensional structure and microphysics of clouds.

Several geophysical parameters of the Earth + atmosphere system are retrieved for the first time and offer a potential for further research: (i) The clouds phase (liquid or ice) at global scale, and

effective droplet radius in favorable conditions, (ii) the aerosol characterization at global scale (both on land surfaces and ocean), the determination of aerosol granulometry over the ocean, (iii) the Bidirectional Reflectance Distribution Function (BRDF) up to 60° view angle for all azimuths over land surfaces.

After a description of the POLDER instrument and calibration procedures, the paper reviews the main relevant scientific questions, the retrieved parameters and their validation in each science field, clouds, radiative budget, water vapor, aerosols, ocean color, and land surfaces.

1. INTRODUCTION

L'instrument POLDER (POLarization and Directionality of Earth Reflectances) développé par le CNES est l'un des 8 instruments d'observation de la Terre du satellite ADEOS (Advanced Earth Observing System) de l'Agence Spatiale Japonaise (NASDA). POLDER a été conçu pour collecter des observations globales et répétitives du rayonnement solaire réfléchi par le système Terre + atmosphère. Outre les capacités de mesure et de cartographie des capteurs satellitaires conventionnels, POLDER dispose de plusieurs caractéristiques originales dans le paysage spatial contemporain : il est capable d'une part d'observer un pixel au sol sous 12 à 14 directions différentes au cours d'un passage d'orbite, et sous un grand nombre de directions lors de passages d'orbites successives, et d'autre part de mesurer les réflectances polarisées à 3 angles de polarisation dans 3 de ses 8 bandes spectrales visibles et proche infra-rouge. L'instrument a produit 8 mois de données, de novembre 96 à juin 97, avant qu'une panne du panneau solaire d'ADEOS n'interrompe la mission. Un autre instrument récurrent est embarqué à bord de ADEOS 2, dont le lancement est prévu pour fin 2000.

Un centre de traitement situé au CNES, à Toulouse, a pour mission de traiter l'ensemble des données produites. Le traitement consiste d'abord à opérer les corrections d'étalonnage et le géocodage des données. Puis les observations globales, quotidiennes, géocodées et étalonnées sont traitées de manière à générer 12 types de produits géophysiques différents intéressant les sciences de l'océan, des aérosols, des nuages et du bilan radiatif terrestre, et des terres émergées (Hagolle et al., 1999 ; Leroy et al., 1997 ; Buriez et al., 1997 ; Heraman et al., 1997 ; Parol et al., 1999 ; Goloub et al., 1999 ; Bréon et Colzy, 1999 ; Fougnie et al., 1999). Les principaux paramètres

produits, disponibles pour la communauté scientifique internationale, sont la couverture nuageuse, l'épaisseur optique, la pression et la phase des nuages, la vapeur d'eau atmosphérique, l'épaisseur optique et le coefficient d'Angström des aérosols, la concentration en phytoplankton océanique, l'albédo, l'indice de végétation et les signatures angulaires des terres émergées (**Planche 1**). Ces 8 mois de données globales possède un potentiel important pour la recherche sur le climat et l'environnement, comme on le montre dans la suite de cet article.

2. INSTRUMENT

POLDER est composé d'une matrice CCD bidimensionnelle de 242 x 274 éléments, une roue porte-filtres et porte-polariseurs, et une optique télécentrique à grand champ de vue (114°) (Deschamps et al., 1994). Le champ de vue visé par la matrice est de 43° le long de la trace et de 51° perpendiculairement à la trace. Les angles zénithaux de visée mesurés au niveau de la surface sont plus élevés à cause de la courbure de la Terre, 50° et 61° le long et perpendiculairement à la trace (70° dans la diagonale de la matrice). Le champ est suffisamment large pour assurer une couverture presque complète de la Terre en un jour. La taille du pixel au sol est d'environ 6 x 7 km² pour l'altitude d'ADEOS de 800 km. La roue permet d'imager la surface dans 8 longueurs d'onde (443, 490, 565, 670, 763, 765, 865, and 910 nm) en 4,9 secondes. Trois des filtres (443, 670 and 865 nm) sont équipés de 3 polariseurs chacun formant entre eux un angle de 60°, ce qui permet par recombinaison de mesurer l'angle et l'intensité de la polarisation linéaire de la lumière incidente sur le capteur. Une image de chaque

longueur d'onde est acquise toutes les 19,6 secondes. Il y a un fort recouvrement entre images successives. Un pixel au sol est ainsi vu sous 12 à 14 directions de visée lors du passage du satellite sur son orbite (**Figure 1**). La configuration directionnelle change chaque jour du fait des décalages des orbites d'un jour sur l'autre. Ainsi, après quelques jours, les orbites successives fournissent un échantillonnage de la Fonction de Distribution des Réflectances Bidirectionnelles (FDRB) de chaque pixel, dans les limites du champ de vue instrumental.

3. ÉTALONNAGE

L'étalonnage, important pour tous les secteurs d'observation mais particulièrement critique pour la couleur de l'eau, a fait l'objet pour POLDER d'un effort spécifique avec le développement et l'application opérationnelle d'une approche utilisant exclusivement des cibles naturelles : océan en visée quasi-spéculaire, diffusion moléculaire atmosphérique, sites désertiques sahariens, champs de nuages (Hagolle et al., 1999 ; Fougnie et al., 1999). Pour l'essentiel, les longueurs d'onde les plus courtes sont étalonnées par une méthode reposant sur la mesure de la diffusion moléculaire ; les cibles océaniques en visée quasi-spéculaire sont utilisées pour transférer l'étalonnage aux longueurs d'onde plus élevées, et les autres cibles naturelles sont utilisées à des fins de vérification. On utilise les sites désertiques et les champs de nuages pour l'équilibrage des réponses des différents détecteurs de la matrice. Les résultats d'étalonnage montrent à ce jour un très bon accord entre les différentes méthodes pour les bandes de 565 nm à 910 nm, avec une précision estimée meilleure que 3 %. A 490 et 443 nm, on estime la performance meilleure que 4 % et 5 % respectivement.

4. NUAGES, BILAN RADIATIF TERRESTRE ET VAPEUR D'EAU

Le rôle joué par les nuages sur l'évolution du climat n'est pas facile à appréhender du fait de deux effets opposés : les nuages refroidissent la Terre en réfléchissant la lumière solaire vers l'espace (effet d'albédo), et en même temps réchauffent la Terre en empêchant le rayonnement thermique de s'échapper dans l'espace (effet de serre). L'effet d'albédo dépend principalement du contenu en eau des nuages alors que l'effet de serre dépend principalement de leur altitude. Bien que le rôle des nuages dans le climat soit complexe, ceux-ci sont modélisés d'une manière très simplifiée dans les Modèles de Circulation Générale de l'atmosphère, ou dans l'interprétation des images satellitales. Les nuages sont en effet souvent modélisés comme des couches horizontales, plan-parallèles, faites de gouttelettes sphériques de rayon effectif donné. Il existe peu d'observations satellitales capables de contraindre la structure tri-dimensionnelle des nuages ou

Les multiples visées de Polder

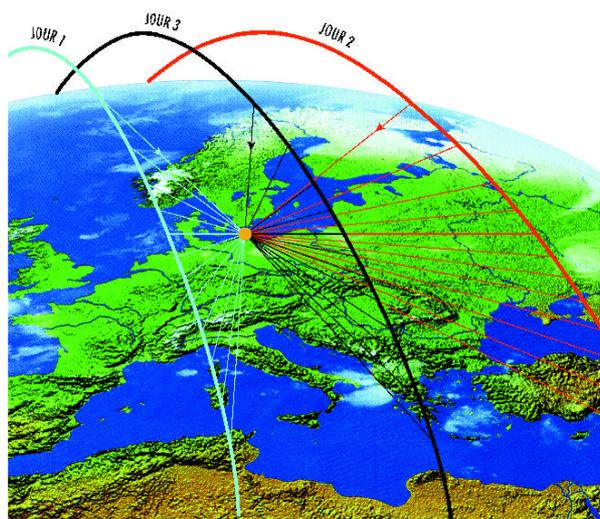


Fig. n°1 : Un même point au sol est vu sous plusieurs directions de visée, au cours de la même orbite et au cours d'orbites successives.

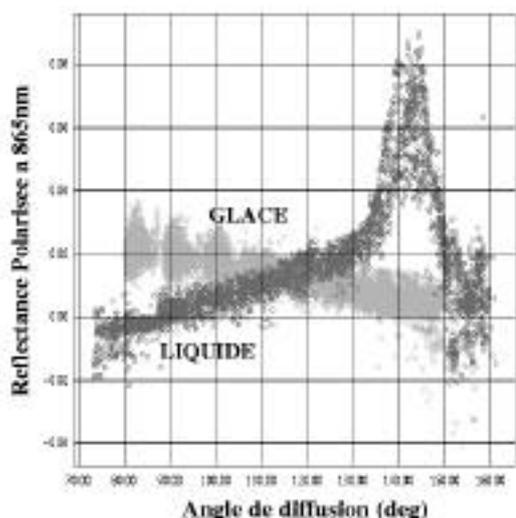


Fig. n°2 : Mesures POLDER de réflectance polarisée à 865 nm au-dessus de nuages en phase liquide et en phase de glace, en fonction de l'angle de diffusion.

leur microphysique à l'échelle globale. Les mesures de POLDER apportent de nouvelles opportunités de mieux cerner ces différents aspects.

Les mesures de polarisation permettent l'accès à la phase (liquide ou glace) des nuages. Les nuages en phase liquide ont un pic marqué de polarisation dans la direction de l'arc-en-ciel, c'est-à-dire pour un angle de diffusion de 140° , alors que ce pic n'existe pas pour les nuages en phase de glace (Figure 2). Rappelons que l'angle de diffusion est l'angle formé entre la direction d'illumination solaire (descendante) et la direction de visée (montante). Cette propriété de la polarisation des nuages permet de produire des cartes globales journalières de la phase des nuages (Planche 1).

L'altitude (ou pression) des nuages est mesurée par deux méthodes de principes physiques différents. Une première méthode consiste à évaluer la quantité de lumière solaire diffusée par la couche d'atmosphère située au-dessus des nuages. Cette mesure est effectuée dans le bleu, à 443 nm, où l'efficacité de la diffusion atmosphérique est maximale. La seconde méthode est de mesurer le rapport d'absorption de la lumière dans son trajet soleil-nuage-capteur dans la bande de l'oxygène à 763 nm (bande étroite) et à 765 nm (bande plus large donc beaucoup moins sensible à l'absorption de l'oxygène) (Vanbaucé et al., 1998). La comparaison des pressions des nuages estimées par ces deux méthodes est une source d'information sur les interactions matière-rayonnement au sein du nuage (Parol et al., 1999).

L'instrument POLDER permet d'estimer le rayon des gouttelettes de nuages lorsque les champs de nuages sont homogènes sur de grandes étendues (plus de 100 km), et lorsque la distribution des rayons de gouttelettes présente un pic étroit autour d'un rayon donné. Un grand nombre d'images POLDER sur des champs de nuages en lumière

polarisée montrent, lorsque les 3 couleurs bleue, rouge, proche infra-rouge sont composées dans l'image, des phénomènes dispersifs d'arc-en-ciel pour des angles de diffusion compris entre 150° et 170° . Ces phénomènes sont attribués au fait que les fonctions de phase polarisée de simple diffusion de gouttelettes d'un rayon donné ne sont pas identiques dans chacune des 3 longueurs d'onde (Figure 3).

L'analyse montre en outre que l'allure des fonctions de phase polarisée (telles que celles de la Figure 3) varie fortement en fonction du rayon des gouttelettes. Les phénomènes dispersifs ne sont donc observables sur une image que lorsque la distribution des tailles des gouttelettes est très étroite. Mais on peut tirer parti de cette variation des fonctions de phase en fonction du rayon : lorsque les phénomènes dispersifs sont visibles, on peut, en mesurant la taille des franges, remonter au rayon effectif des gouttelettes avec une précision meilleure que le micromètre (Bréon et Goloub, 1998).

Comme dans le programme International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) de climatologie des nuages utilisant des satellites météorologiques, POLDER permet de dresser des cartes globales journalières de couverture nuageuse et d'épaisseur optique de nuages (directement reliée au contenu en eau pour une microphysique donnée). L'épaisseur optique est obtenue au travers de l'ajustement de la sortie d'un modèle plan-parallèle de nuages et d'observations satellitales dans une direction d'observation donnée. La valeur ajoutée de POLDER dans ce domaine est que cette quantité peut être extraite pour chacune des directions d'observation : si le modèle de nuage est correct, on doit obtenir le même résultat quelle que soit la direction d'observation. Autrement dit, une dispersion éventuelle des résultats induit que le modèle de nuages utilisé est en défaut. L'analyse multidirectionnelle permet ainsi l'accès à des indicateurs de structure tridimensionnelle et de microphysique des nuages.

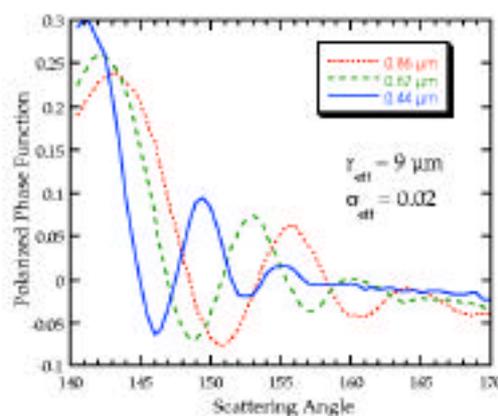


Fig. n°3 : Fonctions de phase polarisée de simple diffusion de gouttelettes de rayon 9 microns, estimées à trois longueurs d'onde (443, 670, 865 nm).

VOIR CAHIER COULEUR

L'anisotropie du rayonnement observé depuis l'espace est, avec la variabilité diurne et la précision d'étalonnage des capteurs, une des sources principales d'incertitude du bilan radiatif terrestre. La relation entre les luminances directionnelles observées et les flux montants (dans toutes les directions) nécessite généralement une modélisation a priori de la répartition angulaire du rayonnement montant. Comme ces modèles sont statistiques, des incertitudes de l'ordre de +/- 15 W/m² sur des observations instantanées peuvent en résulter. Les mesures multidirectionnelles de POLDER pour chaque pixel visé devraient réduire sensiblement ce poste d'erreur en permettant de caler efficacement des modèles de répartition angulaire du rayonnement, et devraient donc améliorer l'estimation de l'albédo du système Terre + atmosphère.

POLDER offre aussi la possibilité d'estimer le contenu en vapeur d'eau (intégré) en ciel clair, à partir du rapport d'absorption entre les canaux 910 nm et 865 nm (Bouffiès et al., 1997). Cette méthode est utilisable sur les

Sahel, Angola, Zaïre). Ces écarts varient d'un jour à l'autre en amplitude et en position. On peut donc dire que la technique de mesure est validée, et qu'elle pourra être utilisée sur des capteurs satellitaires futurs pour fournir des observations de vapeur d'eau sur terre assimilables directement dans les Modèles de Circulation Générale atmosphérique pour la prévision météorologique.

5. AÉROSOLS

Il est intéressant d'étudier le cycle biogéochimique des aérosols, c'est-à-dire leur source, leur transport dans l'atmosphère, et leur dépôt, mais également leur impact sur le climat. Les aérosols influencent le bilan radiatif terrestre par leurs propriétés de diffusion et d'absorption dans le spectre solaire, avec souvent un effet refroidissant, et également par leur impact sur la nébulosité, en agissant comme noyaux de condensation et en affectant les propriétés radiatives des nuages (les nuages ainsi formés seraient plus réfléchissants, ce qui ajoute un effet refroidissant). L'impact sur le bilan radiatif est important puisque les aérosols pourraient masquer une partie du réchauffement de l'atmosphère dû à l'augmentation de la concentration des gaz à effet de serre. Ce scénario n'est pas encore complètement confirmé puisque l'amplitude des différents effets est encore sujette à une forte marge d'incertitude. Comme on connaît mal la concentration des aérosols et encore moins leurs propriétés physiques et radiatives en fonction de leur répartition géographique, il s'avère difficile, par manque de données à l'échelle du globe, de les inclure dans les modèles de circulation générale afin d'effectuer les études de sensibilité nécessaires. L'extrême variabilité des propriétés physiques et chimiques des aérosols et de leur distribution spatiale et temporelle rend donc nécessaire leur observation fréquente à une échelle globale, et le satellite est l'outil le mieux adapté à cette observation.

Il est cependant difficile d'observer les aérosols, en particulier sur les surfaces terrestres, où leur contribution au signal de réflectance observé en haut de l'atmosphère est au plus comparable à celle de la surface et souvent sensiblement plus petite. D'où l'intérêt de POLDER, qui apparaît comme le premier instrument spatial capable de réaliser des observations systématiques, globales et répétitives, des aérosols à la fois sur l'océan et sur les terres émergées.

L'océan est pratiquement noir dans le proche infra rouge, et donc la contribution de la diffusion atmosphérique est la principale composante du signal en dehors des zones de réflexion spéculaire. Dans ce cas le schéma d'inversion pour obtenir l'épaisseur optique des aérosols et leur granulométrie (représentée par le coefficient d'Angström) utilise l'information spectrale et directionnelle des réflectances observées en haut de l'atmosphère. On peut également avoir accès à l'indice de réfraction en utilisant la polarisation directionnelle.

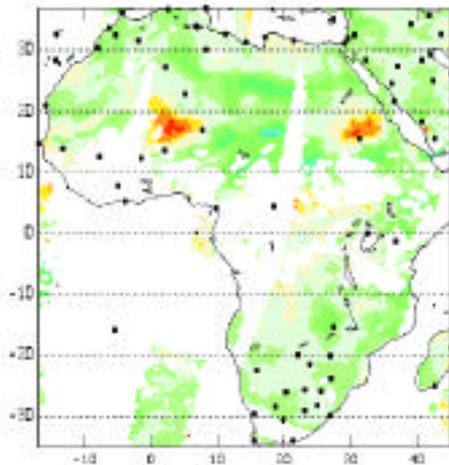


Fig. n°4 : Différence entre le contenu en vapeur d'eau estimé par le CEPMMT et par POLDER le 17 juin 1997. Les valeurs vont de 0 kg/m² (blanc) à 20 kg/m² pour les parties les plus foncées. Les tons de gris moyens sont de 5 à 10 kg/m². Les points indiquent la position des stations de radiosondages.

continents et au dessus des mers au voisinage des directions de réflexion spéculaire, c'est-à-dire dans des configurations telles que la réflectance de surface est importante. On a montré que le produit vapeur d'eau POLDER a une incertitude de l'ordre de celle des radiosondages (5 kg/m²) (Vesperini et al., 1999). Au dessus des terres, celui-ci apporte ainsi une information nouvelle car seuls les radiosondages fournissent des observations d'humidité pour établir les analyses météorologiques du champ d'humidité. Ainsi, dans l'exemple de la **Figure 4**, les observations de POLDER montrent une répartition spatiale différente de celle des analyses du Centre Européen de Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (CEPMMT) dans les zones à faible densité de radiosondages (Sahara,

Des cartes globales décennales d'épaisseur optique et de coefficient d'Angström des aérosols océaniques ont été obtenues (**Planche 1**) et validées (Goloub et al., 1999) à l'aide de mesures du réseau mondial de photomètres solaires AERONET (Holben et al., 1998). Les résultats de validation montrent que l'épaisseur optique à 865 nm est estimée avec une déviation standard meilleure que 0.05 (**Figure 5**).

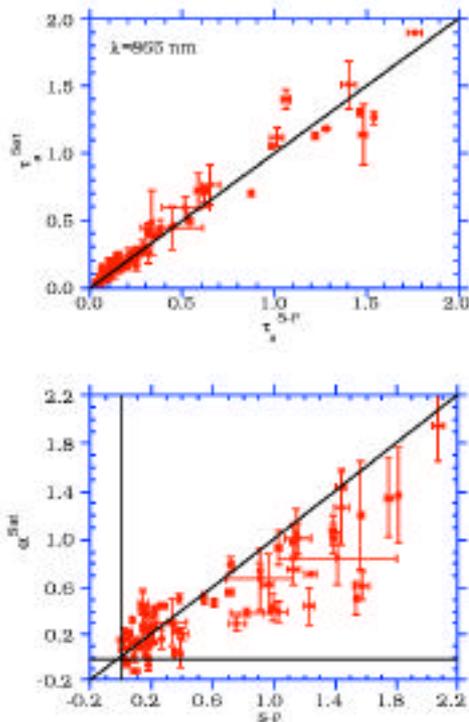


Fig. n°5 : Résultats de validation des propriétés des aérosols au-dessus de l'océan. En haut : épaisseur optique des aérosols estimée par POLDER versus celle estimée à l'aide d'un photomètre solaire. En bas : idem pour le coefficient d'Angström.

La granulométrie estimée par POLDER rend compte de la granulométrie réelle sans toutefois lui être identique (**Figure 5**) ; on estime que 4 classes de coefficients d'Angström peuvent être distinguées à partir des mesures spatiales. Enfin, l'analyse montre que 3 classes d'indice de réfraction (1.33, 1.4, 1.5) peuvent être distinguées (Goloub et al., 1999).

Sur les terres émergées, les propriétés des aérosols sont estimées à partir des mesures de polarisation directionnelle. Le principe de mesure est de considérer que la luminance polarisée mesurée en haut de l'atmosphère est la somme de 3 contributions : la contribution de l'air, très bien connue, celle de la surface, que l'on estime peu variable spectralement, spatialement et temporellement et qui peut être modélisée (Nadal et Bréon, 1999), et finalement celle des aérosols qui est précisément celle qu'on recherche.

Les investigations réalisées jusqu'à présent montrent qu'il y a clairement un signal aérosol dans la polarisation directionnelle pour la plupart des aérosols, incluant les aérosols d'origine urbaine et de feux de forêts. Ce signal apparaît nettement lorsqu'on représente pour une cible donnée la luminance polarisée mesurée à plusieurs dates en fonction de l'angle de diffusion, comme dans l'exemple de la **Figure 6**. Le niveau des courbes journalières est directement lié au contenu en aérosols. Les travaux d'inversion des mesures de polarisation directionnelle à l'échelle globale montrent qu'il est possible d'obtenir une indication sur le contenu en aérosols presque partout, sauf peut-être pour les aérosols d'origine désertique qui ont une signature polarisée relativement faible et difficilement discernable de celle des sols désertiques. Ainsi des premières cartes décennales mondiales d'indice d'aérosol, défini comme l'épaisseur optique pour un modèle d'aérosols moyen avec un coefficient d'Angström de 1.0, ont-elles pu être réalisées (**Planche 1**).

L'analyse montre une continuité remarquable des valeurs d'indice d'aérosol sur terre et sur mer, compte tenu du fait que le principe de mesure est différent sur terre et sur mer. La disponibilité de cartes mondiales d'aérosols à la fois sur terre et sur mer ouvre des perspectives intéressantes pour l'étude des sources et du transport des aérosols à l'échelle globale.

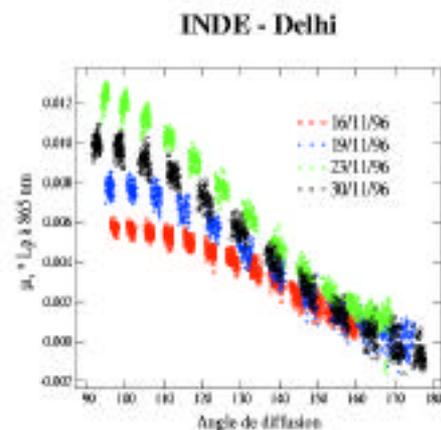


Fig. n°6 : Mesures de POLDER de luminance polarisée à 865 nm (multipliées par le cosinus de l'angle de visée) sur un voisinage de 10 x 10 pixels centré sur Delhi (Inde), à plusieurs dates différentes, en fonction de l'angle de diffusion.

6. COULEUR DE L’OCÉAN

La distribution spatio-temporelle du phytoplancton marin est encore insuffisamment connue dans de nombreuses régions de l’océan mondial. C’est une information essentielle pour comprendre le fonctionnement des écosystèmes marins, et pour l’évaluation des flux d’énergie entrant dans les chaînes alimentaires. De par sa capacité à fixer une partie du gaz carbonique atmosphérique, le phytoplancton joue également un rôle géochimique, celui d’une “ pompe biologique de CO₂ ”. En outre, la présence de phytoplancton modifie le taux de réchauffement de la surface océanique, et, indirectement, les flux d’oxygène et de gaz carbonique à l’interface océan-atmosphère.

La connaissance de la biomasse végétale marine et de ses variations spatio-temporelles est donc fondamentale pour la compréhension de la dynamique des écosystèmes, des flux de matière dans l’océan, et du cycle du carbone dans le système océan-atmosphère. La concentration de pigments chlorophylliens peut être estimée depuis l’espace par observation de la “ couleur de l’eau ” ; c’est généralement le rapport des réflectances de surface dans le bleu et le vert qui est utilisé pour cette estimation (en pratique, tous les canaux disponibles sont utilisés pour optimiser les corrections atmosphériques).

A la différence d’autres capteurs visant les applications temps réel ou côtières, POLDER est adapté aux études sur l’océan ouvert, où la couleur de l’eau est contrôlée uniquement par la concentration en pigments chlorophylliens. Son très large champ de vue lui permet d’avoir une des meilleures couvertures géographiques, un avantage considérable pour le suivi de l’évolution des écosystèmes marins et l’étude des zones très nuageuses. Cette qualité est renforcée par les visées multiples qui permettent de s’affranchir des zones de réflexion spéculaire sans avoir à incliner l’optique, opération présentant l’inconvénient de rendre inobservable une bande significative de latitudes équatoriales.

La multi-directionnalité fournit aussi une grande plage angulaire pour modéliser la contribution des aérosols et affiner la correction atmosphérique. Enfin, l’étude couplée des variations directionnelles et spectrales du signal marin pourrait apporter des informations nouvelles sur le type de phytoplancton présent dans les eaux de surface.

Du fait de l’importance du signal atmosphérique par rapport au signal de surface aux courtes longueurs d’onde, la précision d’étalonnage absolu est critique pour l’estimation de la couleur de l’eau. Une précision meilleure que 2-3 % est requise. Or, comme on l’a vu, les précisions estimées à 490 et 443 nm sont de l’ordre de 4 et 5 %, respectivement. Un désaccord a été trouvé entre les résultats d’étalonnage reposant sur la diffusion moléculaire et celle sur les nuages (Fougnie et al., 1999 ; Hagolle et al., 1999 ; Lifermann et al., 1998). Par cohérence avec la correction atmosphérique, c’est l’étalonnage fondé sur la diffusion moléculaire qui a été choisi. Ce désaccord pourrait bien

résulter de limitations dans la compréhension actuelle du transfert radiatif dans l’atmosphère et nécessite des recherches complémentaires.

Des cartes globales décennales de concentration de pigments chlorophylliens ont été produites (**Planche 1**). La validation de ces quantités a utilisé les résultats d’une dizaine de campagnes en mer de différents investigateurs internationaux, couvrant la période de novembre 96 à juin 97, représentatives des conditions existant en différents points du globe. Les résultats sont représentés sur la **Figure 7**. On estime qu’environ 3 à 4 classes de phytoplancton par décennie peuvent être distinguées avec les mesures POLDER. Ces résultats, sans doute suffisants pour un cer-

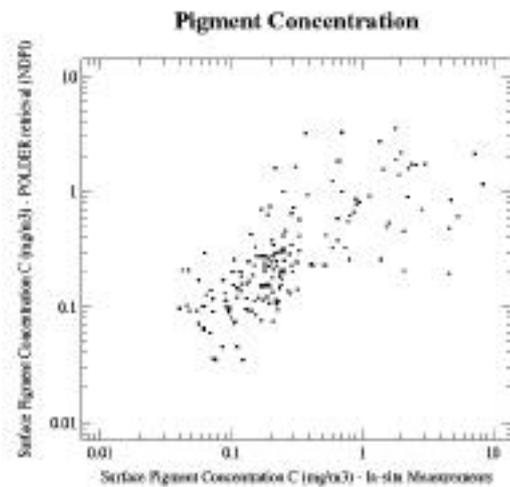


Fig. n°7 : Résultats de validation de la concentration en pigments chlorophylliens (mg/m³) : estimations de POLDER versus mesures in-situ issues de campagnes en mer.

tain nombre d’applications, sont cependant en deçà des performances attendues (10 classes de phytoplancton par décennie) et il conviendra d’en analyser les causes. La précision des estimations est en première analyse principalement limitée par la précision d’étalonnage et par le bruit radiométrique du capteur induit par des résidus non corrigés de lumière parasite dans le plan focal instrumental.

7. TERRES ÉMERGÉES

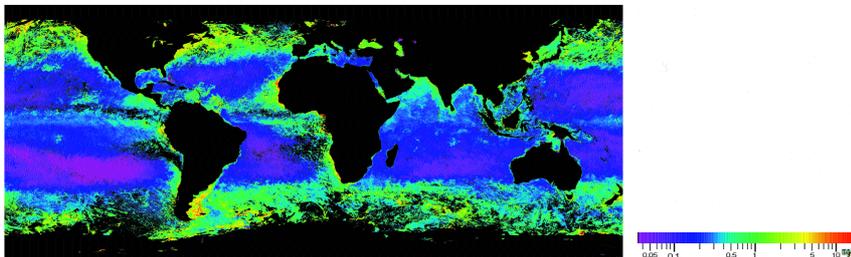
A peu près la moitié du CO₂ injecté dans l’atmosphère par la combustion d’hydrocarbures fossiles et par la déforestation reste dans l’atmosphère, l’autre moitié étant absorbée par les océans et la biosphère terrestre. La répartition de l’absorption entre l’océan et la biosphère terrestre est sujette à controverse. Plusieurs séries d’observations acquises ces dernières années tendent à montrer qu’il existe un puits de carbone significatif dans les régions tempérées et boréales de l’hémisphère Nord.

Les questions scientifiques actuelles sont donc de localiser précisément les puits de carbone, d’estimer l’am-

Principaux paramètres géophysiques dérivés de POLDER cartes mensuelles, novembre 1996

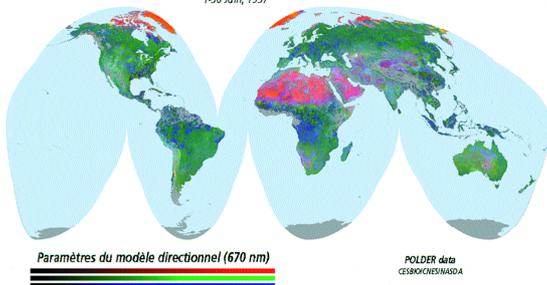
COULEUR DE L'OCEAN

Concentration en pigments chlorophylliens



TERRES ÉMERGÉES

Fonction de Distribution des Réflectances Bidirectionnelles



Indice de Végétation corrigé des effets directionnels

Afrique, novembre 1996

0 0,6

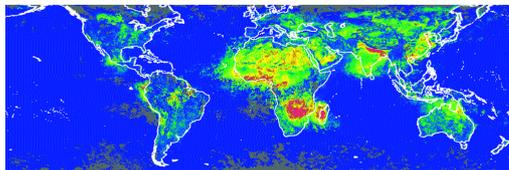
Albédo Spectral 670 nm

Afrique, 10-20 novembre, 1996

0 0,5

CESBIO/CNES/DAVID

AÉROSOLS



Indice d'aérosol

Aérosols sur mer

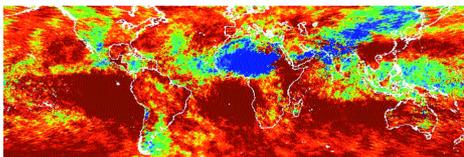
Coefficient d'Angström

0,2 1,2

Épaisseur optique

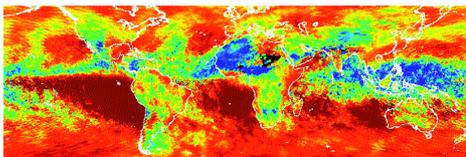
0 0,5

NUAGES ET VAPEUR D'EAU

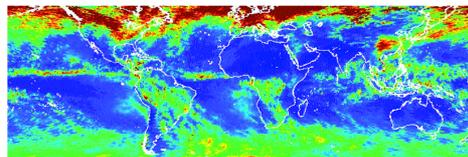


Phase des nuages (fréquence relative)

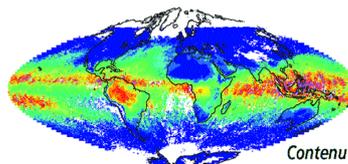
Altitude des nuages



0 10Km



Contenu en eau liquide 0 0,2 mm



Contenu intégré en vapeur d'eau 0 70 km/m

Planche n°1 : Principaux paramètres géophysiques dérivés de POLDER. Cartes mensuelles, novembre 1996. De haut en bas, concentration en pigments chlorophylliens, Fonction de Distribution des Réflectances Bidirectionnelles, indice de végétation corrigé des effets d'anisotropie, albédo, indice d'aérosol global (terres émergées et océan), épaisseur optique et coefficient d'Angström (aérosols sur l'océan), phase, pression au sommet, contenu en eau des nuages, vapeur d'eau atmosphérique.

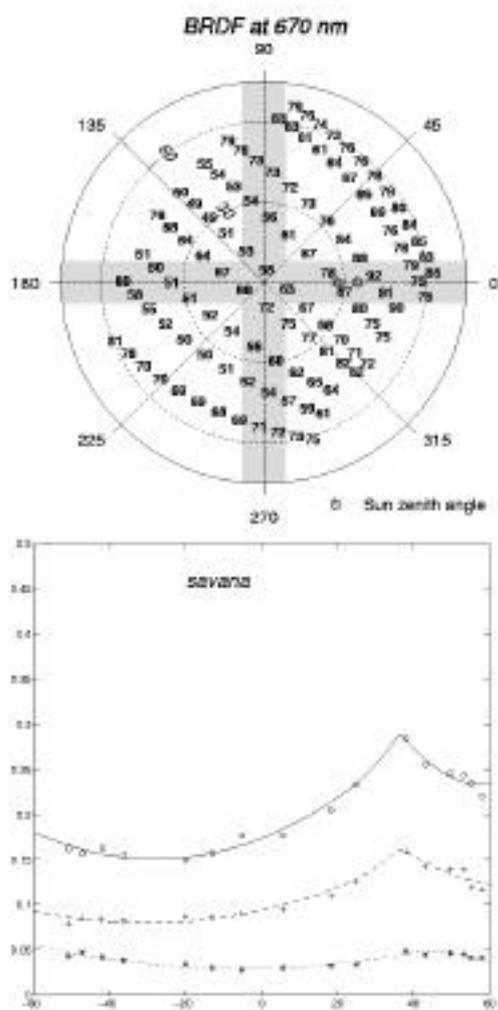


Fig. n°8 - Haut : Fonction de Distribution des Réflectances Bidirectionnelles (FDRB) échantillonnée à 670 nm sur un pixel de zone de savanes au Tchad, à partir de 15 jours de données POLDER. Bas : coupe de la FDRB dans le plan principal solaire, en fonction de l'angle zénital de visée, pour un autre pixel de savanes au Zaïre, à 443 nm (astérisques), 670 nm (croix) et 865 nm (ronds). Les courbes sont des ajustements polynomiaux sur les données.

plitude et les variations interannuelles de l'absorption, et d'identifier le mécanisme d'absorption du carbone (par exemple, accroissement de photosynthèse ou absorption par les sols).

Les observations spatiales donnent accès à un terme essentiel du bilan carboné, la productivité primaire nette de la végétation terrestre. La productivité est modélisée dans des modèles de fonctionnement végétal, qui prédisent des flux de carbone et d'eau en fonction du temps et de paramètres climatiques (température, nébulosité, précipitations, ...), et qui permettent de comprendre à la fois la phase continentale du cycle du carbone et le fonctionnement végétal à large échelle. Pour l'estimation de la production, il est nécessaire d'acquérir des observations globales capables de restituer aussi précisément que pos-

sible l'évolution temporelle de la végétation. La mesure des signatures angulaires permet d'améliorer la restitution de cette évolution temporelle, comme on le montre plus loin.

L'analyse des données POLDER a montré pour un grand nombre d'exemples sur divers biomes terrestres que les données permettent effectivement de reconstruire la FDRB de surface à la résolution du pixel, pour tous les azimuts et jusqu'à environ 60° d'angle zénital de visée (Figure 8 ; Hautecœur et Leroy, 1998). Les effets directionnels sont importants et variables d'un biome à l'autre. Un maximum local au voisinage de la direction de rétrodiffusion pure (coincidente avec la direction solaire) est une caractéristique très générale du signal observé (voir par exemple Figure 8), mais sa forme est variable et sans doute indicatrice de propriétés structurales du couvert végétal. Les effets directionnels dans le plan perpendiculaire au plan principal solaire (contenant la verticale et la direction solaire) sont souvent très faibles. Le signal directionnel est généralement sensiblement supérieur au bruit de mesures associé aux variations de conditions atmosphériques entre les jours d'observation (charges en aérosols et/ou couverture nuageuse partielle non pris en compte dans les corrections atmosphériques). Les effets directionnels dans la direction de rétrodiffusion pure, et aussi dans la direction de réflexion spéculaire au-dessus de zones de marécages, sont bien observés dans les données.

La capacité de POLDER à mesurer la FDRB peut être mise à profit pour générer des cartes globales, décennales, d'indices de végétation corrigés des effets directionnels (Planche 1). Les effets directionnels perturbent sensiblement les séries temporelles d'indices de végétation mesurés d'une manière plus conventionnelle, uniquement dans le plan de balayage perpendiculaire à la trace du satellite. Les premiers résultats d'indices corrigés des effets directionnels ont été obtenus à partir d'une analyse de 4 mois sur le continent africain (Leroy et Hautecœur, 1999). L'analyse montre que les indices de végétation varient sensiblement en fonction de la direction de visée, avec des variations pour un même pixel de l'ordre de 0.05 - 0.2. Les indices de végétation corrigés des effets directionnels diffèrent de manière substantielle (0.1 - 0.25), à la fois spatialement et temporellement, des indices calculés de manière conventionnelle en sélectionnant, dans le plan de balayage perpendiculaire à la trace, la donnée qui maximise l'indice de végétation sur une fenêtre temporelle de 10 jours. Les indices corrigés ont un sens physique nettement plus affirmé que les indices conventionnels et devraient se prêter à une meilleure caractérisation quantitative de la biosphère terrestre.

Une seconde utilisation des mesures de FDRB est d'obtenir des cartographies mondiales, décennales, de réflectances hémisphériques spectrales dans le visible et le proche infra rouge. Il s'agit d'un pas méthodologique important vers l'estimation de l'albédo de surface, un

paramètre critique dans les Modèles de Circulation Générale. Une troisième utilisation est de générer des cartes mondiales de FDRB, en décomposant pour chaque pixel la mesure de FDRB sur une base de 3 fonctions bidirectionnelles connues (**Planche 1**). L'erreur quadratique moyenne de l'ajustement de cette décomposition sur les mesures est de l'ordre de 0.01 (en réflectance) pour 50 % des pixels du globe, et inférieur à 0.03 pour 95 % d'entre eux, dans le visible et le proche infra-rouge. L'examen des structures spatiales de ces cartographies montre une grande richesse d'information. Les cartographies devraient être directement utiles à la correction d'effets directionnels perturbateurs d'autres capteurs. Leur potentiel pour l'amélioration des classifications d'occupation des sols, ou pour l'extraction de paramètres biophysiques de surface (comme l'indice foliaire) au moyen de modèles de transfert radiatif au sein du couvert végétal, reste encore à explorer.

CONCLUSION

A la suite de la perte d'ADEOS le 30 juin 1997, 8 mois seulement de données POLDER ont pu être acquis. Il est clair que cet arrêt malheureux de la mission interrompt la longue série temporelle attendue de la continuité des missions ADEOS 1 et ADEOS 2, laquelle devrait être lancée par la NASDA fin 2000. Il n'en reste pas moins que ces 8 mois représentent plus de 3 téra-octets de données originales qui, comme on l'a montré dans cet article, sont particulièrement utiles pour en démontrer l'intérêt pour le développement des sciences du climat et du suivi de l'environnement aux échelles régionale et globale. Une nouvelle génération d'algorithmes est en cours de préparation pour être appliqués à POLDER 2, et rétrospectivement aux données de POLDER 1. L'ensemble des 8 mois de données globales a été traité, ce qui a permis la génération d'un grand ensemble de produits géophysiques intéressant les sciences de l'atmosphère, de l'océan et des terres émergées, disponibles pour les utilisateurs de la communauté scientifique internationale (point de contact : <http://polder@www-projet.cnes.fr:8060/>).

REMERCIEMENTS

Les premiers résultats scientifiques de POLDER ont été acquis par une large équipe scientifique dont les noms apparaissent pour la plupart dans la liste de références bibliographiques ci-dessous. Que tous soient remerciés ici.

L'instrument et le centre de traitement POLDER ont été développés par le CNES. Les algorithmes scientifiques ont été développés et validés par le LOA, le LSCE, le CESBIO, le LMD, et le LPCM avec le support du CNES, du CEA, du CNRS, de l'INSU, de l'Université des Sciences et Techniques de Lille, et des Régions Nord - Pas de Calais et Midi-Pyrénées. Les traitements scientifiques

utilisent des données météorologiques fournies par Météo-France et des données d'ozone fournies par TOMS sur ADEOS. Données POLDER © CNES/NASDA.

RÉFÉRENCES

- Bouffiès, S., F.M. Bréon, D. Tanré, et P. Dubuisson, " Atmospheric water vapor estimate by a differential absorption technique with the POLDER instrument ", *J. Geophys. Res.*, 102, 3831-3841, 1997.
- Bréon F.M, et S. Colzy, " Cloud detection from the spaceborne POLDER Instrument and validation against surface synoptic observations ", *J. Appl. Meteor.*, sous presse, 1999.
- Bréon, F.M., et S. Bouffiès, " Land surface pressure estimate from measurements in the Oxygen A absorption band ", *J. Applied Meteorology*, 35, No1, 1996.
- Bréon, F.M. et Ph. Goloub, " Cloud droplet effective radius from spaceborne polarization measurements ", *Geophys. Research Letters*, 25, pp. 1879-1882, 1998.
- Buriez, J. C., C. Vanbauce, F. Parol, P. Goloub, M. Herman, P. Couvert, B. Bonnel, Y. Fouquart, G. Sèze, et D. Tanré, " Cloud detection and derivation of cloud properties from POLDER ", *International Journal of Remote Sensing*, 18, pp. 2785-2813, 1997.
- Deschamps, P.Y., F.M. Bréon, M. Leroy, A. Podaire, G. Sèze, and A. Bricaud, " The POLDER mission: Instrument characteristics and scientific objectives ", *IEEE Tr. Geosc. and Rem. Sens.*, 32, 598-615, 1994.
- Fougnie, B., P.Y. Deschamps, R. Frouin, " Vicarious calibration of the POLDER ocean color spectral bands using in-situ measurements ", *IEEE Tr. Geosc. and Rem. Sens.*, accepté, 1999.
- Goloub, P., D. Tanré, J.-L. Deuzé, M. Herman, A. Marchand, F.-M. Bréon, " Validation of the first algorithm applied for deriving the aerosol properties over ocean using the POLDER on ADEOS measurements ", *IEEE Tr. Geosc. and Rem. Sens.*, accepté, 1999.
- Hagolle, O., P. Goloub, P.Y. Deschamps, H. Cosnefroy, X. Briottet, T. Bailleul, J.M. Nicolas, F. Parol, B. Lafrance et M. Herman, " Results of POLDER in-flight calibration ", *IEEE Tr. Geosc. and Rem. Sens.*, accepté, 1999.
- Hauteœur, O. et M. Leroy, " Surface Bidirectional Reflectance Distribution Function observed at global scale by POLDER / ADEOS ", *Geophys. Research Letters*, 25, pp. 4197-4200, 1998.
- Herman, M., J.L. Deuzé, C. Devaux, F.M. Bréon, et D. Tanré, " Remote sensing of aerosol over land surfaces, including polarization measurements; application to some airborne POLDER measurements ", *J. Geophys. Research*, 102, pp. 17,039-17,050, 1997.
- Holben B.N., Eck T.F., Slutsker I., Tanré D., Buis J.P., Setzer A., Vermote E., Reagan J.A., Kaufman Y., Nakajima T., Lavenu F., Jankowiak I., " AERONET-A Federated Instrument Network and Data Archive for Aerosol Characterization ", *Rem. Sens. Environ.*, 66, pp. 1-16, 1998.

- Leroy, M., J.L. Deuzé, F.M. Bréon, O. Hauteœur, M. Herman, J.C. Buriez, D. Tanré, S. Bouffiès, P. Chazette, et J.L. Roujean, " Retrieval of atmospheric properties and surface bidirectional reflectances over the land from POLDER ", *J. Geophys. Res.*, 102, 17023-17037, 1997.
- Leroy, M. et O. Hauteœur, " Anisotropy-corrected vegetation indices derived from POLDER/ADEOS ", *IEEE Tr. Geosc. and Rem. Sens.*, accepté, 1999.
- Lifermann, A., P.Y. Deschamps, J.M. Nicolas, F.M. Bréon, C. Moulin, A. Bricaud, " POLDER and Ocean Color ", *Backscatter Magazine*, 9, Number 4, 1998.
- Nadal, F., et F.M. Bréon, " Parameterisation of surface polarized reflectance derived from POLDER spaceborne measurements ", *IEEE Tr. Geosc. and Rem. Sens.*, accepté, 1999.
- Parol, F., J. C. Buriez, C. Vanbauce, P. Couvert, G. Sèze, P. Goloub, et S. Cheinet, 1999: " First results of the POLDER « Earth Radiation Budget and Clouds » operational algorithm ", *IEEE Tr. Geosc. and Rem. Sens.*, accepté, 1999.
- Vanbauce, C., J.-C. Buriez, F. Parol, B. Bonnel, G. Sèze et P. Couvert, " Apparent pressure derived from ADEOS-POLDER observations in the oxygen A-band over ocean ", *Geophys. Research Letters*, 25, pp. 3159-3162, 1998.
- Vesperini, M., F.M. Bréon, D. Tanré, " Atmospheric Water Vapor content from spaceborne POLDER measurements ", *IEEE Tr. Geosc. and Rem. Sens.*, accepté, 1999.

SECTION 6 : SCIENCES HYDROLOGIQUES
BRANCHE FRANÇAISE DE L'ASSOCIATION INTERNATIONALE
DES SCIENCES HYDROLOGIQUES

REPARTITION DES ECOULEMENTS EN BASSES EAUX. ASPECTS METHODOLOGIQUES

SPATIALIZATION OF LOW WATER FLOWS. METHODOLOGY.

J. CORBONNOIS¹, D. FRANÇOIS¹, I. ARTS¹, M. SARY¹, E. GILLE¹, P. GAMEZ¹, A. DEVOS², J.-P. DECLoux³

¹ Centre d'Etudes Géographiques de l'Université de Metz

² Laboratoire de Géographie Physique, Université de Reims

³ GREEA, Bureau d'études, Metz

ABSTRACT

Research works about low-water runoff ended to lay down a method to analyse flows based on a correlation between the water volume at a specific place of a river and its basin's area: $Q = h A^g$.

But because of the heterogeneity of the river drifts in the basins in low water periods due to the aquifer characteristics and localization, this equation is available only for parts of these basins. Then, the logarithmic expression of the equation results in obtaining line sections showing the spatial distribution of flows. We can define hydrological profiles that contain all the informations to cartography low water flows. Data are collected on the ground during several measures campaigns which results allow to realize profiles, to observe the influence of the subterranean reservoirs upon surface flows supplies. Hydrological profiles and flow maps are instruments in water control during low water periods.

1. INTRODUCTION

Si les modules des cours d'eau dépendent pour l'essentiel des apports pluviométriques, en basses eaux la sujétion aux pluies se desserre. Les écoulements de surface sont alors plus étroitement liés aux apports d'eau souterraine, livrés par les réserves stockées dans le substratum. Les conditions de drainage des nappes, la localisation des aquifères par rapport aux vallées jouent un rôle important dans l'approvisionnement en eau du réseau hydrographique.

L'objectif n'est pas ici d'analyser les caractéristiques temporelles des basses eaux et des étiages (Lambert et al., 1991), mais d'analyser l'organisation spatiale des écoulements à l'intérieur de bassins versants, en utilisant des mesures instantanées de débits réalisées en périodes de basses eaux. Les résultats, corrélés avec les surfaces de bassins versants correspondantes, servent à construire des profils hydrologiques. Plusieurs campagnes, réparties au cours de ces périodes, permettent de suivre l'abaissement des niveaux d'eau dans le réseau hydrographique, significatif des conditions hydrogéologiques des bassins, dont l'aval est contrôlé par une station hydrométrique.

De l'information ainsi fournie sont déduits les débits caractéristiques d'étiage, utilisés pour spatialiser les écoulements (Arts, 1998). Les études réalisées dans le Nord-Est de la France, mènent ainsi à une connaissance fine des volumes d'eau drainés par le réseau hydrographique en

période de basses eaux, ce qui permet de disposer d'un outil pour la gestion des ressources (Arts et al., 1996).

2. OBJECTIFS ET METHODES

Les écoulements en basses eaux sont l'objet de travaux de recherche menés par le Centre d'Etudes Géographiques de l'Université de Metz depuis une quinzaine d'années (François et al., 1994 ; Corbonnois et al., 1991). Ils ont été réalisés grâce à l'appui financier de l'Agence de l'Eau Rhin-Meuse. Leur objectif est d'évaluer la ressource en eau et de proposer un débit en tous points du réseau hydrographique. Pour l'atteindre, l'analyse des données collectées aux stations hydrométriques était insuffisante ; elles contrôlent des espaces trop grands (plus de 100 km²) pour une détermination fine du débit soumis à des variations, selon les caractéristiques des bassins. Il a été ainsi nécessaire d'élaborer une méthodologie adaptée (François et al., 1994), mise au point à partir des recherches menées dans le Nord-Est de la France (**Figure n°1**), où les cours d'eau ont des régimes pluviaux océaniques, les basses eaux intervenant au cours de la période estivale (**Figure n°2**).

Les données utilisées, débits instantanés mesurés au fil de l'eau, sont collectées lors de plusieurs campagnes de mesures, pendant la phase de tarissement. Les résultats obtenus permettent de construire des profils hydrologiques, significatifs de la répartition spatiale des apports d'eau à l'intérieur des bassins versants. L'eau provient essentiellement des nappes souterraines, dont on suit la vidange d'une campagne de mesures à l'autre. Les débits sont peu influencés par les précipitations absorbées en été par l'évapotranspiration, les averses orageuses ne perturbant que momentanément les phases de tarissement (**Figure n°3**).

La méthode d'élaboration du profil hydrologique est fondée sur la relation existant entre le débit Q et la surface A correspondante du bassin au point de mesure, selon la loi $Q = h A^g$. Cette relation est souvent utilisée en hydrologie pour spatialiser les débits de crues et les modules qui sont sous la dépendance des précipitations (Hirsch, 1962 et 1963 ; Léopold et Miller, 1956). Pour les étiages, la même relation peut être employée, mais en raison du mode d'alimentation alors différent des cours d'eau, elle n'est applicable que par secteur homogène de bassin versant. En coordonnées logarithmiques, la fonction se traduit par une droite d'équation : $\text{Log } Q = g \text{ Log } A + \text{Log } h$.

Les recherches effectuées comprennent pour l'essentiel une étude des paramètres g et h de cette droite :

- g , pente de la droite, définit une fonction de transfert des écoulements des réservoirs souterrains vers le cours d'eau ;

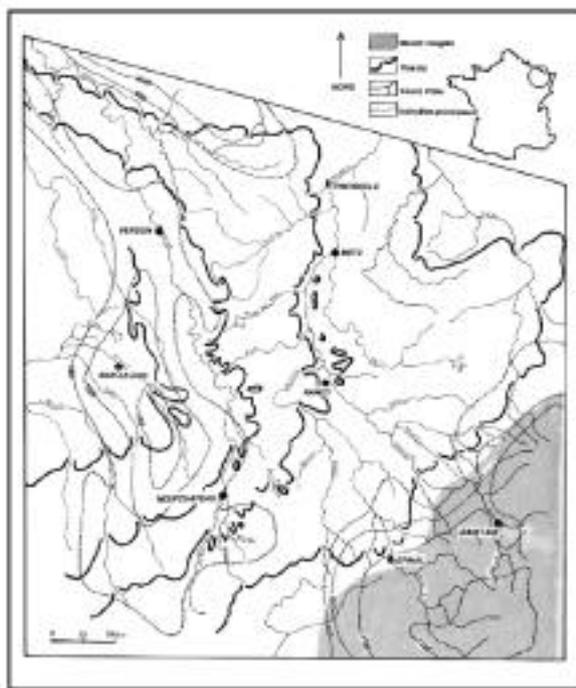


Fig. n°1 : Carte de repérage

- h, caractérise l'état des réserves en eau souterraine et correspond à une fonction de production.

Comme le montrent les exemples de la **Figure n°4**, le profil hydrologique peut se composer d'un seul segment de droite dans les bassins aux conditions très homogènes (Morte), ou de plusieurs segments de droite dans ceux qui présentent une succession de milieux homogènes (Mortagne et Chée). Pour chaque segment ainsi défini, la surface correspondante des bassins est de fait considérée comme représentant les conditions d'alimentation des cours d'eau, étroitement reliées aux apports du substratum.

Réalisés et analysés pour de très nombreux cours d'eau lorrains, les profils hydrologiques renseignent par leur pente g, sur la rapidité ou la lenteur de l'accroissement de Q (**Table n°1** : variation de Q et influence sur le débit spécifique Q_s), pour des portions de bassin homogènes. L'accroissement du débit dépend de la localisation des aquifères dans les bassins et des conditions de leur drainage par les cours d'eau. Il en résulte des profils aux allures variables, rectilignes ou irrégulières (Arts et François, 1998). Le paramètre h représente l'état des aquifères par portion homogène de bassin ; il varie lorsque le niveau des nappes se modifie d'une campagne de mesure à l'autre (**Figure n°5**).

Ainsi, est-il possible de suivre, à partir de plusieurs profils (**Figure n°5**), la réduction des apports d'eau souterraine au réseau de surface agissant sur h qui diminue, et dans certains cas sur g (segment 3 de la **Figure n°5**). La pente des profils hydrologiques ne reste constante que si

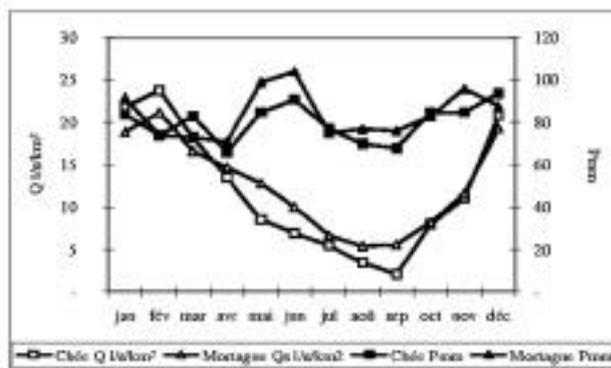


Fig. n°2 : Exemples de variations moyennes mensuelles des pluies et des débits (Mortagne et Chée)

tous les stocks souterrains d'eau se vidangent à la même vitesse (segments 1 et 2). C'est en particulier le cas pour les cours d'eau du massif vosgien, soutenus en période de basses eaux par des aquifères puissants et bien alimentés (Morte et Mortagne, mais également Meurthe, **Figure n°7**). Ailleurs, pour les cours d'eau qui drainent des aquifères de capacité contrastée, dont le tarissement pendant la période de basses eaux est précoce ou tardif, les paramètres h et g des profils se modifient (Chée).

Ainsi, pour un bassin versant, les conditions de restitution de l'eau au réseau hydrographique déterminent des profils semblables qui restent parallèles les uns aux autres ou dissemblables lorsqu'ils se déforment.

Les profils hydrologiques servent finalement à déterminer et à analyser la géographie de l'écoulement en basses eaux. Les conditions de l'écoulement sont alors influencées par de nombreux facteurs, parmi lesquels la caractéristique et le fonctionnement des aquifères jouent un rôle important. Compte tenu de la méthodologie utilisée, ces conditions sont mieux perçues dans les petits que dans les grands bassins.

3. CRITIQUE DES RÉSULTATS

Les profils hydrologiques montrent qu'en période de basses eaux, les zones de production ne sont pas forcément situées à l'amont des bassins, en particulier dans les régions de plateau à pluviométrie peu contrastée. Si la méthode permet de les identifier à partir de l'analyse des volumes écoulés, elle impose un nombre adapté de mesures et une bonne précision dans l'appréciation du débit et des surfaces de bassin à chaque point.

Les débits sont mesurés sur le terrain à l'aide de perches de jaugeage, sur tous les cours d'eau accessibles à gué. Avec plusieurs équipes, les nombreuses mesures effectuées en une journée permettent de saisir un état instantané des volumes d'eau écoulés et de leur organisation dans les bassins. Sur les cours d'eau plus importants, les jaugeages sont réalisés en bateau, ou à partir d'un pont. Les résultats obtenus sont critiqués par des méthodes

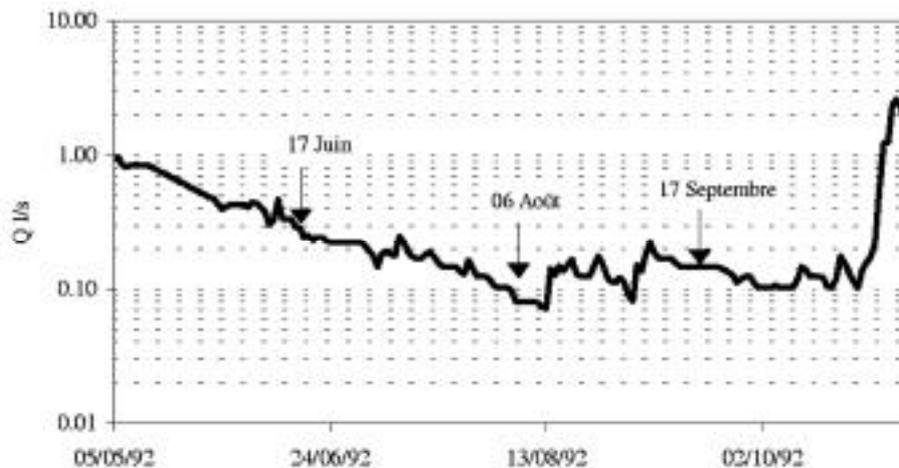


Fig. n°3 : variation du débit moyen journalier. Exemple de la Chée à la station de Villotte. Période de basses eaux, du 1/5/92 au 31/10/92, contenant les campagnes de mesure de débit.

comparatives, minutieusement mises au point (Sary et Decloux 1991 ; Sary, 1993 ; Arts et al., 1996) ; comparaison des débits de l'amont vers l'aval des cours d'eau, comparaison des résultats obtenus d'une campagne de jaugeage à l'autre. Les erreurs de mesures et les influences anthropiques ponctuelles ainsi révélées (retenue momentanée d'eau au droit de micro-centrales électriques par exemple), peuvent être corrigées. La surface des bassins versants, considérée comme explicative du débit, est mesurée sur des cartes topographiques au 1/50 000^e ou au 1/25 000^e selon l'étendue des aires à apprécier, définie par l'emplacement des points de mesure de débit. Les secteurs où l'aire de concentration des eaux de surface est dissociée de celle de l'alimentation des aquifères, en particulier dans les régions à substratum calcaire, comprenant un réseau souterrain karstique (Devos et Sary, 1995), se distinguent par des apports d'eau ponctuels abondants correspondant à de petites surfaces de bassin versant (c'est le cas de la Saulx, **Figure n° 6**).

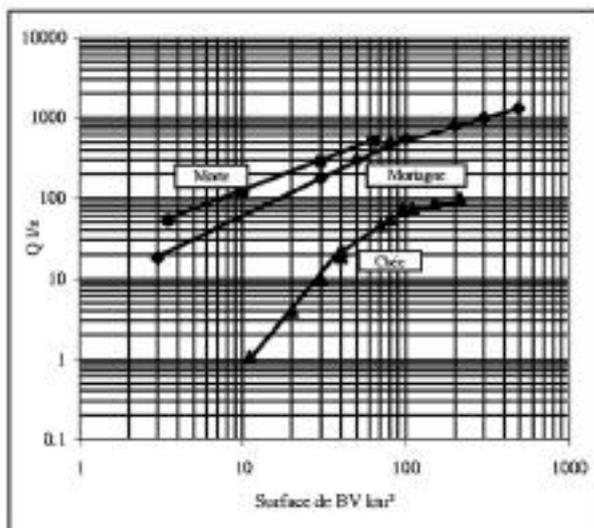


Fig. n°4 : Exemples de profils hydrologiques

La fonction utilisée induit que le long du drain principal le débit et la surface du bassin versant augmentent selon une progression géométrique. Appliquée au réseau hydrographique, cette progression a été érigée en loi (Horton, Schumm, Strahler) pour hiérarchiser les drains qui composent le réseau hydrographique. Elle est également applicable aux surfaces de bassins versants qu'il est possible d'ordonner de l'amont vers l'aval, sur le même principe (Corbonnois et al., 1991). Ceci permet d'estimer en accord avec la progression des surfaces, le nombre de mesures nécessaires pour construire un profil hydrologique significatif, soit 6 points par module logarithmique (6 points entre 1 et 10 km², 6 points entre 100 et 1 000 km²...) et de respecter ainsi la modification d'échelle.

L'emplacement des points de mesure est choisi à partir de prospections de terrain et tient compte des confluences et de la lithologie. Le comportement des aquifères, pour lesquels une connaissance préalable du mode dominant de fonctionnement est nécessaire, est appréhendé par la bibliographie (Decloux et al., 1989 ; Corbonnois et al., 1986) complétée par l'étude du terrain. Les volumes emmagasinés transitant par les aquifères sont influencés par l'épaisseur des sols et la nature du couvert végétal, consommateurs d'eau (Humbert et Najjar, 1992) ; mais l'échelle de travail masque leur impact. Les prélèvements évaporatoires agissant sur le débit au fil de l'eau n'apparaissent jamais sur les cours d'eau principaux (précision des mesures, proportion par rapport au débit), mais peuvent être évoqués pour expliquer la diminution du débit le long des petits cours d'eau, en particulier dans la traversée de secteurs à soubassement imperméable, où il n'existe pas d'apports susceptibles de compenser ces prélèvements (Corbonnois et Sary, 1984).

En fait, une bonne connaissance des bassins versants est indispensable pour apprécier par les mesures les contrastes de débits et localiser dans les bassins, les seuils à partir desquels la relation débit/surface se modifie. Ces seuils correspondent aux brisures des profils hydro-

Valeur de g	Variation de Q l/s	Caractéristiques de Qs l/s/km ²
supérieure à 1	Q augmente plus vite que la surface du BV. Apports très abondants d'eau correspondant au recouvrement de nappe	rapide croissance
proche de 1	Q augmente dans les mêmes proportions que la surface du BV. Apports soutenus d'eau en provenance du substratum	Constant
comprise entre 0 et 1	Q augmente moins vite que la surface du BV. Apports peu abondants d'eau en provenance du substratum	lente décroissance
inférieure à 0	Q diminue lorsque la surface du BV augmente. Pertes d'eau.	rapide décroissance

Table n°1 : signification de la pente g des profils hydrologiques

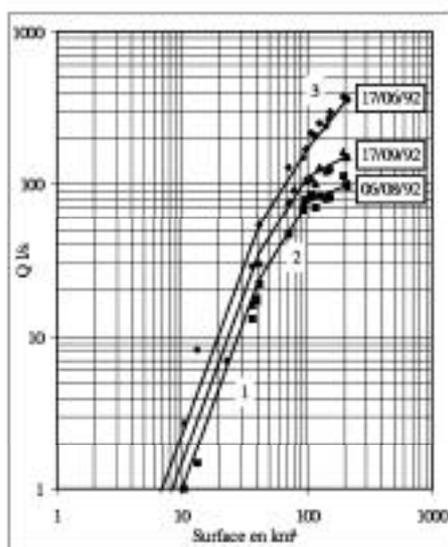


Fig. n°5 : Exemples de profils hydrologiques

giques, fixes ou mobiles qui indiquent des discontinuités spatiales dans l'alimentation, révélées par g, et des variations temporelles indiquées par h. Ces différents éléments conditionnent finalement la représentativité des profils hydrologiques (Sary, 1993).

4. INTERPRÉTATION ET SIGNIFICATION DES RÉSULTATS

Si la précision relative de l'information apportée par les profils est la même pour toutes les surfaces de bassins versants, leur précision absolue est variable. L'allure des profils se modifie en fonction des apports d'eau successifs et de leur proportion par rapport au débit des cours d'eau. Dans les plus petits bassins, le drainage des aquifères et les affluents amènent le plus fréquemment, des volumes d'eau proportionnellement élevés par rapport au débit du drain principal, ce qui influence l'allure du profil hydrologique. Dans les bassins plus grands, cette influence ne peut être perçue qu'au droit des confluences les plus importantes ou d'apports directs du substratum très abondants. Dans ces bassins, le cours d'eau principal fonctionne souvent comme

un collecteur d'apports, au débit proportionnellement plus petit, agissant moins sur l'allure des profils.

L'interprétation et la signification des résultats proposées ici se rapportent surtout à l'étude des profils hydrologiques réalisés pour des cours d'eau drainant de petits bassins, de surface inférieure à 500 km², qui sont également les plus fréquents dans le Nord-Est de la France. Pour les cours d'eau drainant des bassins plus grands, plus rares dans la région considérée (Moselle, Meurthe, Meuse), et dont l'étude n'est pas encore achevée, le bassin de la Meurthe (3 000 km² de surface) est présenté à titre d'exemple.

4.1. Profils hydrologiques des cours d'eau drainant des bassins de surface inférieure à 500 km².

Les profils obtenus constituent différentes catégories, expliquées par la lithologie qui détermine la caractéristique des aquifères et leur capacité à soutenir les débits (Arts et François, 1998). Pour chaque catégorie, la surface des bassins permet une lecture plus ou moins précise des conditions de cette alimentation.

Sur la **Figure n°6** sont représentés schématiquement des profils (deux situations de basses eaux sont montrées) réalisés pour des cours d'eau drainant trois types d'aquifères au comportement différent :

- aquifères de bonne capacité dont la réserve est également entretenue par des précipitations abondantes. Ils se vidangent lentement et à la même vitesse. Les profils hydrologiques restent parallèles pendant la période de basses eaux. Il s'agit de cours d'eau drainant les grès du Trias et les matériaux vosgiens (socle fissuré et altéré, sédiments glaciaires et fluvio-glaciaires).
- aquifères de faible capacité dont les réserves diminuent au cours de l'été à des vitesses variables. Les profils se déforment lorsque la sévérité de l'étiage augmente ce qui altère leur parallélisme. Ils se rapportent à des cours d'eau drainant un substratum sédimentaire peu perméable ou à niveaux perméables minces.
- aquifères karstiques des régions à substratum calcaire, dont la capacité est contrastée dans l'espace (apparition de secteurs d'infiltration et de restitution d'eau) et

N° segment	Surface de la portion homogène de BV	g			h		
		17/6/92	17/9/92	6/8/92	17/6/92	17/9/92	6/8/92
1	Jusqu'à 40 km ²	2,23	2,23	2,23	0,014	0,009	0,006
2	De 40 à 95, soit 55 km ²	1,31	1,30	1,30	0,421	0,280	0,187
3	De 95 à 214 soit 119 km ²	1,02	0,44	0,37	1,533	14,726	14,036

Table n°2 : Paramètres g et h des trois segments du profil hydrologique de la Chée pour les différentes campagnes de mesures repérées par leur date.

dans le temps. Les profils, pendant la période de basses eaux, restent parallèles ou se déforment.

Pour chaque grand type, différentes surfaces de bassins sont prises en compte, ce qui permet d'identifier par échelle spatiale, les conditions d'alimentation (repérées sur les schémas par une lettre et un chiffre) :

- jusqu'à 100 km², le débit des cours d'eau, modeste, est sensible à des petites modifications du bassin versant, induisant une variation dans le volume des apports : comportement des fonds alluviaux, remblayés par des formations superficielles à l'intérieur desquelles l'eau diffuse (a1 sur la Petite Meurthe), recoupement d'une petite nappe contenue dans un niveau aquifère mince, entre deux ensembles pauvres en eau (a2 sur le ruisseau de l'Étang), fluctuations liées aux apports d'eau livrés par des sources dont le débit dépend de déformations tectoniques mineures et de la nature des faciès du calcaire (a3 sur l'Aroffe amont).

- jusqu'à 200 km², l'allure des profils varie selon les conditions de recoupement par les cours d'eau, des niveaux piézométriques influencées par la structure (lithologie et style des déformations tectoniques) : lithologie des grès du Trias et présence de larges ondulations expliquent la variation de la pente des trois segments du profil de la Plaine (b1), modestes réserves d'eau drainées à contre pendage déterminant une translation des brisures du profil vers l'aval (b2) lorsque le niveau des petites nappes s'abaisse (Brénon), affaissement des calcaires du fait du pendage (b3) avant leur enfouissement sous des sables et argiles (Chée).

- jusqu'à 500 km², seules les variations principales peuvent être mises en évidence, en liaison avec la lithologie ; passage des grès aux calcaires (c1) dans le bassin de la Mortagne, passage des argiles aux calcaires plus ou moins absorbants (c2) dans l'aval du bassin du Mouzon, calcaire karstifié (c3) dans le bassin de la Saulx.

Lithologie et surface amènent finalement à un récapitulatif général des facteurs qui influencent les profils hydrologiques et qui commandent la géographie des écoulements en basses eaux. Les recherches effectuées sur les cours d'eau de la montagne vosgienne ou des régions de plateaux, drainant des milieux aux conditions très variées, permettent d'identifier et de hiérarchiser les facteurs principaux qui agissent sur l'allure des profils hydrologiques :

- les conditions du climat, en particulier les précipitations déterminent le volume des stocks d'eau constitués dans le substratum et disponibles pendant la période de basses eaux.

- la lithologie agit sur la capacité des roches à contenir des réserves d'eau, selon la perméabilité ou l'imperméabilité des matériaux.

- la tectonique induit selon le pendage, des conditions de drainage des réserves favorables ou non au réseau hydrographique. Elle influence le niveau piézométrique des nappes et détermine la localisation des secteurs d'émergence d'eau souterraine ou au contraire, d'infiltration (secteurs calcaires). En créant des zones de broyage dans les roches dures et dites imperméables (matériaux du socle vosgien par exemple), elle autorise la constitution d'aquifères locaux.

- les facteurs géomorphologiques déterminent les conditions de drainage. La profondeur des vallées par rapport auxquelles les aquifères sont suspendus (drainage indirect des réserves par l'intermédiaire de sources) ou encaissants (drainage direct des réserves souterraines), agit sur le fonctionnement hydrodynamique des aquifères, sous la commande du niveau de base. Par ailleurs, les matériaux superficiels, altérites du substratum, alluvions, sont susceptibles, selon leur épaisseur et leur localisation, de contenir des réserves d'eau.

- les sols et le couvert végétal interviennent de manière plus discrète. La réserve d'eau des sols peut être considérée comme négligeable en été ; par contre le couvert végétal, consommateur d'eau, contribue à réduire l'eau disponible, sans que son effet sur les débits puisse être mis en évidence.

- enfin les actions anthropiques agissent sur la répartition des débits. Leurs effets au moins ponctuels sont corrigés pour reconstituer les conditions naturelles.

4.2. Profils hydrologiques des cours d'eau drainant des bassins de surface supérieure à 500 km² : exemple de la Meurthe

Dans les plus grands bassins, le cours d'eau principal s'affranchit en partie de l'influence du substratum. L'allure du profil hydrologique a tendance à se régulariser (Figure n° 7). Le contraste d'un segment à l'autre se réduit du fait de

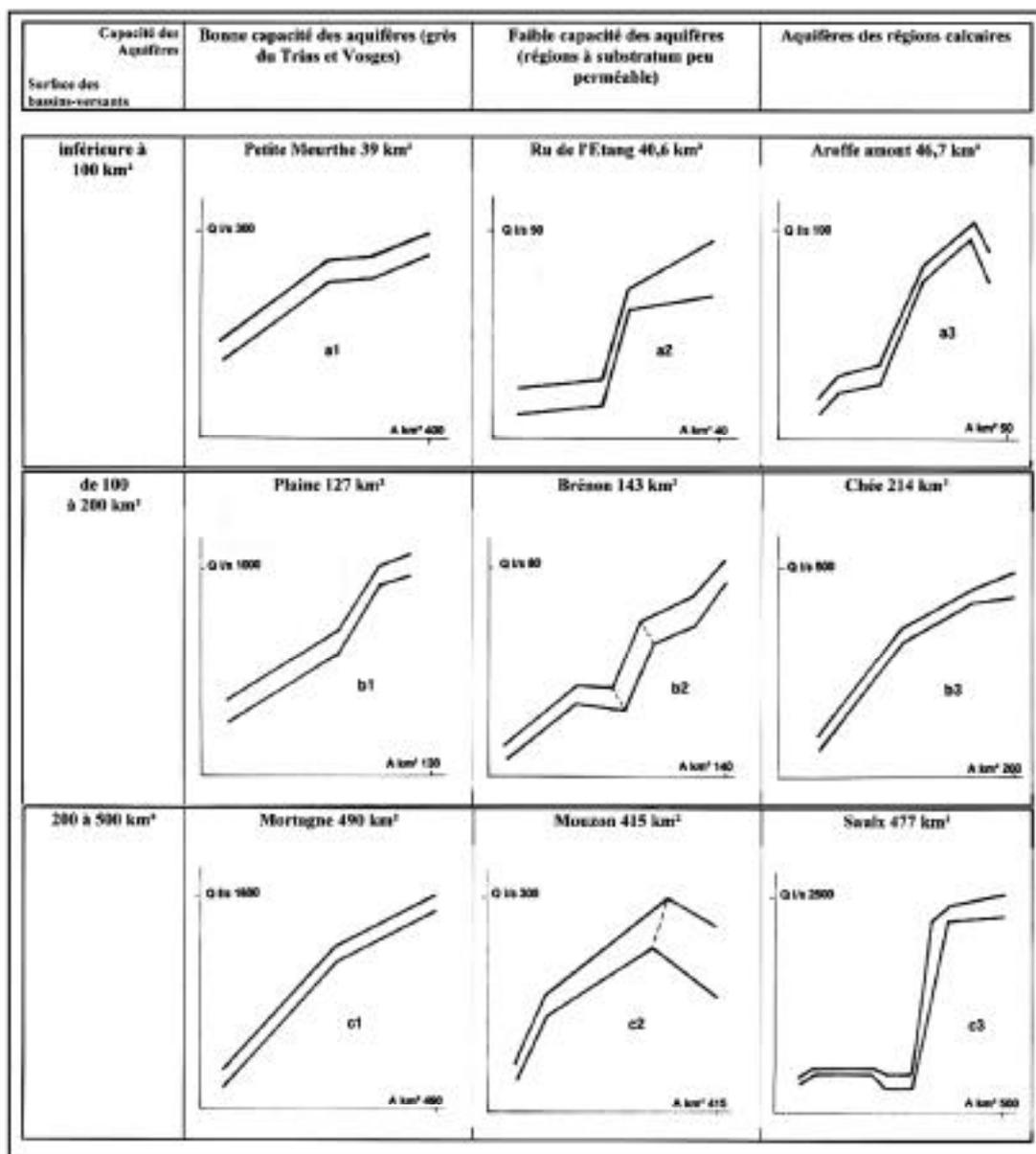


Fig. n°6 : Profils des cours d'eau drainant des bassins inférieurs à 500 km². Représentation schématisée.

la compensation des apports. Mais le traitement des données, en accord avec les caractéristiques du fonctionnement de ces grands bassins, présente des spécificités. Les nombreuses mesures, plus longues à réaliser, sont collectées au cours de plusieurs périodes de basses eaux et les résultats obtenus doivent être harmonisés. En effet, tous les aquifères du bassin ne se vidangent pas en même temps (hétérogénéité des précipitations, situations hydrologiques de basses eaux variables d'une année à l'autre ; les débits dans le bassin de la Meurthe ont été collectés au cours de 6 périodes de basses eaux), ni à la même vitesse (hétérogénéité lithologique). Cette harmonisation qui comprend un calage des profils réalisés pour chaque cours d'eau du bassin, sur les données enregistrées aux stations hydrométriques, permet d'exprimer tous les débits pour une situation hydrologique donnée. Celle-ci est

repérée par un débit caractéristique d'étiage. Ce traitement a été utilisé pour la réalisation du catalogue des débits d'étiage de l'Agence de l'Eau Rhin-Meuse.

Le calage nécessite un important travail sur les données et impose d'accepter le principe que les débits calculés à partir de l'équation des segments de droite des profils hydrologiques significatifs de conditions d'étiage, puissent être exprimés pour différentes fréquences d'apparition. Celles-ci sont définies par un débit caractéristique déterminé à partir des données enregistrées à 14 stations hydrométriques. Le calage qui consiste à recalculer, pour chaque fréquence, les paramètres des profils, est effectué pour l'ensemble du profil ou par segment de droite. Pour le bassin de la Meurthe, situé sur le versant occidental des Vosges et le Sud-Est du plateau lorrain, seul h

N° segment	Surface de la portion homogène de BV	g	h
1	Jusqu'à 180 km ²	0,436	157,6
2	De 180 à 740, soit 560 km ²	0,955	10,13
3	De 740 à 1100, soit 360 km ²	0,3	857,8
4	De 1100 à 2900, soit 1800 km ²	0,6	85,8

Table n°3 : Paramètres g et h des trois segments du profil hydrologique de la Meurthe (septembre 1988)

a dû être calé, g étant invariable pour les cours d'eau de ce bassin. Toutes les informations des profils hydrologiques sont alors exprimées pour une même situation de basses eaux ou d'étiage correspondant à un débit fréquentiel donné.

Cette méthode permet ainsi de déterminer l'organisation spatiale des débits pour une situation hydrologique définie. Mais un travail complémentaire reste à réaliser pour le calage de profils non parallèles, fréquents pour les cours d'eau de plateau, drainant un substratum faiblement aquifère ou à réserve contrastée.

CONCLUSION

Le programme de recherche se rapportant à l'étude des basses eaux n'est pas achevé. L'étape suivante, déjà entamée, comprend la cartographie des débits, sur la base des renseignements fournis par les profils hydrologiques. Ces cartes, réalisées à partir d'un système d'information géographique en cours de mise au point, devront permettre de mieux localiser les ressources en eaux de surface et par conséquent en eaux souterraines, pour une meilleure gestion de la ressource.

La méthode du profil hydrologique a été utilisée pour définir les données du catalogue des débits d'étiage publié par l'Agence de l'Eau Rhin-Meuse, en cours d'édition

(Arts et al., 1996). Pour tout le réseau hydrographique lorrain mais également alsacien, elle a permis de proposer des valeurs de débits d'étiage par secteur de cours d'eau drainant des surfaces d'une vingtaine de km². Pour que la méthode soit applicable, il a été admis pour l'instant, que les profils sont semblables lorsque la sévérité de l'étiage augmente. Pour les profils dissemblables, il reste à réaliser une étude des aquifères et du mode de tarissement des réservoirs qui déterminent la déformation des profils hydrologiques ; elle permettra de caractériser en plus de g et h, cette déformation. Fonction de la perméabilité des matériaux, de la géométrie des réservoirs, du volume des réserves et des conditions de leur drainage, elle peut être appréciée à partir de la géologie, de la géomorphologie et de la pluviométrie. C'est seulement alors que la cartographie pourra être réalisée pour l'ensemble de l'espace prospecté. Des cartes d'iso-rendement ont été réalisées par J.F. Zumstein (1976) et G. Maire (1977). Elles tiennent compte des contrastes essentiels de débits et négligent les variations détaillées traduites par la pente des profils et la modification de l'alimentation du réseau hydrographique au cours de l'étiage. Ainsi, doit-il être envisageable d'exprimer les profils hydrologiques, qui contiennent la base de l'information, par d'autres équations qui ménagent une plus grande souplesse dans l'expression du débit par la surface et qui tiennent compte de paramètres complémentaires. En perfectionnant le système d'information géographique utilisé pour réaliser des cartes du bassin de la Meurthe, on pourra disposer d'un bon outil pour prendre en compte et intégrer tous les éléments du milieu qui expliquent les débits d'étiage.

RÉFÉRENCES

- Arts I., François D., Corbonnois J., Sary M., 1996, Réalisation d'un catalogue des débits caractéristiques des cours d'eau du bassin de la Meurthe. Agence de l'Eau Rhin-Meuse.
- Arts I., 1998, Cartographie des écoulements caractéristiques. Application au bassin de la Meurthe. In, Sarre-Lor-Lux, problèmes de l'environnement. Saarbrücker Geographische Arbeiten. Band 44, 53-64.
- Arts I., François D., 1998, Profils hydrologiques du bassin de la Meurthe. Proposition d'une typologie. Mosella, Tome XXIII, N°1-2, 169-182.
- Corbonnois J., Sary M., 1984, Etude hydrologique du bassin du Brenon. Rapport d'étude SRAEL/CEGUM

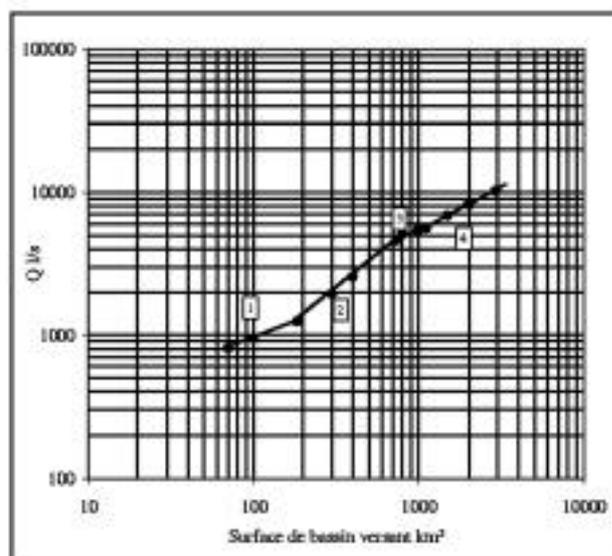


Fig. n°7 : Profil hydrologique de la Meurthe (septembre 1988)

- Corbonnois J., Sary M., Saint Pe M., Decloux J.P., 1986, Synthèse des études concernant les eaux souterraines des départements de Moselle et de Meurthe et Moselle. SREALorraine.
- Corbonnois J., 1996, Les conditions de la circulation de l'eau en Lorraine. Mém. HDR. Université de Toulouse Le Mirail., 187p.
- Decloux J.P., Gille E., Paris P., Zumstein J.F., 1989, Atlas des lithologies, perméabilité et sensibilité à la pollution des formations affleurantes du Bassin Rhin-Meuse (échelle 1/250 000°).
- Decloux J.P., Sary M., 1991, Campagnes d'étiage. Objectifs, traitement et valorisation des données. Mosella, Tome XVIII, 121-134.
- Devos A., Sary M., 1995, Les captures actives entre Marne et Meuse. Revue de Géographie. de l'Est, N°3-4/1995, 309-320.
- François D., Sary M., Auer J.C.L., Zumstein J.F. 1994, Etude méthodologique des débits d'étiage. Rapport AERM/CEGUM.
- Frecautr., 1971, La Moselle et son bassin. Contribution à l'hydrologie et à la dynamique fluviale en milieu tempéré océanique. Thèse d'Etat - Lille - 840 p.
- Gamez P., 1995, Hydrologie et karstologie du bassin du Loison (Woèvre septentrionale - Lorraine) - Mosella Tome XXI - PUM.
- Gille E., 1985, Contribution à l'étude hydrologique des bassins de la Meuse et de la Moselle, Problématique de l'utilisation d'un modèle couplé à discrétisation spatiale. Thèse de III^e cycle - Ecole nationale supérieure des Mines de Paris - 213 p + annexe.
- Hirsch F. 1962, Analyse morphométrique des réseaux fluviaux, application à la prévision des débits des cours d'eau. Revue de géomorphologie dynamique, N°3, 97-106.
- Hirsch F., 1963, Estimation des débits des cours d'eau. Bull. IASH, VIII^e année, N°4, 26-36.
- Humbert J., Najjar G., 1992, Influence de la forêt sur le cycle de l'eau en domaine tempéré - CEREG - Université L. Pasteur Strasbourg - 85 p.
- Laborde J.P., 1984, Analyse des données et cartographie automatique en hydrologie. Eléments d'hydrologie lorraine. Thèse de doctorat es Sciences, NANCY.
- Lambert R., Lami J.M., Senges F., 1991 : Analyse hydraulique de la sécheresse 1990 (à l'amont du Mas d'Agenais). Université de Toulouse le Mirail - Délégation de bassin Adour-Garonne.
- Lambert R., 1995, Géographie du cycle de l'eau - Presses universitaires du Mirail, Toulouse, 439 p.
- Léopold L., Miller J.P., 1956, Ephemeral streams, hydraulic factors and their relation to the drainage net. Geol. Survey. Profess. Paper, 282 A
- Leynaud G., 1994, Le bassin versant, cadre opérationnel pour la gestion des sols et de l'eau. Journées d'études de l'AIDEC - Dijon 14 - 16 mars 1994, cahier N°3, Dijon -227-241.
- Maire G., 1977, Etude préliminaire sur les étiages dans le bassin de la Bruche : recherche d'une zonation des débits spécifiques de basses eaux d'octobre 1976 en fonction de diverses caractéristiques physico-géographiques des bassins versants. Rech. Géogr. AStrasbourg, N°4.
- Oberlin G., 1994, Eau et sol en milieu rural - Occupation des sols - Journées d'études de l'AIDEC - Dijon 14 - 16 mars 1994 - cahier N°32 - août 1994 - Dijon. 47 - 54.
- Oberlin G.R., Galea G.C., Roni J.T., 1973, Intérêt des jaugeages épisodiques pour l'estimation des étiages de petits bassins non équipés. Cahier de l'ORSTOM, Hydrologie, Vol. X, N°4, 349-368.
- Sary M., 1993, Signification du profil hydrologique de basses eaux, cas de la Plaine dans le Massif Vosgien. in l'Eau, la Terre, les Hommes. Hommage à R. Frécaut, PUN, 129-136
- Tricart J., Hirsch F., 1960, Relation entre le débit et la superficie des bassins fluviaux. Annales de Géographie. N°375, LXIX^e année, 449-461.
- Wesslink A., Haguemann S., Demuth S., Gustard A., 1995, Application informatisée d'une étude sur le débit d'étiage dans la région du Bade-Wurtemberg, Allemagne. Régionalisation en hydrologie. Application au développement. VIII^e journées hydrologiques de l'ORSTOM.
- Zumstein J.F., 1976, Contribution à l'élaboration des cartes hydrologiques - Cartes des étiages mensuels des bassins de la Meuse et de la Moselle de 1969 à 1973. La Houille Blanche N°6/7., 13 p.

MODELISATION MATHÉMATIQUE ET THÉORIE DES SOUS-ENSEMBLES FLOUS. APPLICATION À L'ESTIMATION DES IMPRÉCISIONS DANS LA MODÉLISATION DU DEVENIR DES PRODUITS PHYTOSANITAIRES DANS LES EAUX SOUTERRAINES

MATHEMATICAL MODEL AND FUZZY SET THEORY - EVALUATION OF IMPRECISION IN PESTICIDE GROUNDWATER POLLUTION MODELLING.

C. FREISSINET¹, J. CUNGE¹, M. ERLICH¹, M. VAUCLIN²

¹SOGREAH, 6 rue de Lorraine, 38130 ECHIROLLES

²Laboratoire d'Etude des Transferts en Hydrologie et Environnement - LTHE UMR 5564 (CNRS-INPG-UJF), BP 53, 38041 GRENOBLE CEDEX 9

ABSTRACT

The results of a screening model are always approximate, lying within an imprecision range. This imprecision may result from direct measurements of physical magnitudes, parameter estimation procedures, the temporal and spatial variability of parameters, subjective interpretations and expert judgement of available information. Currently, there are two major approaches for determining the impact of parameter imprecision on the confidence range of model results: the sensitivity analysis or the uncertainty analysis (Monte-Carlo approach, first-order uncertainty analysis and Bayesian methods). All these methods require either a significant number of data and a lot of computing time or exact definition of the statistical properties of the input parameters. An alternative approach based on fuzzy set theory is explored here to express, in a non-probabilistic sense, the consequences of parameters imprecision on the modelling of groundwater contamination by pesticide using the Attenuation Factor index (AF).

1. INTRODUCTION

L'intensification de l'agriculture dans le but d'en augmenter le rendement a constitué longtemps l'une des préoccupations majeures du monde agricole. L'amélioration des espèces végétales, l'optimisation des pratiques agricoles, la fertilisation poussée et le fort développement de l'agrochimie ont permis de gagner cette course au rendement.

L'activité agricole figure parmi les principaux responsables de la dégradation de la qualité des eaux souterraines et des eaux de surface. Devant la multiplication et l'aggravation des cas de contamination de cette ressource naturelle d'une part, et face aux difficultés techniques et aux coûts élevés des opérations de décontamination d'autre part, il devient urgent de prendre conscience de l'importance de ces pollutions diffuses d'origine agricole, et de se doter de moyens scientifiquement fondés pour en limiter les effets. Pour protéger la ressource, il convient de comprendre, de suivre et d'évaluer sa vulnérabilité. Nous devons donc disposer de méthodes et d'outils permettant de caractériser l'évolution des contaminants dans le sol. Ces outils sont les modèles mathématiques : modèles mécanistes ou modèles de scores. Or, les outils de simulation ont besoin pour fonctionner de données physiques

obtenues soit par relevés in-situ, soit par analyse en laboratoire, soit par recherche dans des abaques ou dans la littérature ou encore dans des études antérieures. Ces données sont souvent bien difficiles à obtenir et leurs valeurs peu précises.

Pouvons-nous faire confiance à ces données ? Leur imprécision ne risque-t-elle pas de fausser le résultat final issu de la modélisation ? Devons-nous rejeter en bloc toute modélisation du devenir des produits phytosanitaires dans les eaux souterraines ou existe-t-il une méthode pour prendre en compte les imprécisions (sur les caractéristiques du sol, sur les propriétés du produit...) et ainsi évaluer leur conséquence dans le résultat de la modélisation ? Dans cet article nous proposons une approche permettant de réagir avec plus de confiance vis-à-vis des situations où l'imprécision de l'information constitue un handicap majeur dans les processus de prise de décision.

2. LA MODÉLISATION ET LES IMPRÉCISIONS

Les outils de modélisation sont des outils d'analyse et de prédiction indispensables pour nous renseigner sur les conséquences des actions humaines ou des changements naturels, mais il est important d'évaluer et de prendre en compte l'imprécision des paramètres du modèle, afin de fournir une fourchette de valeurs et non pas une valeur unique comme résultat de simulation.

Ces imprécisions peuvent être estimées par des méthodes classiques (méthodes statistiques descriptives, méthode de Monte Carlo, approche fondée sur l'analyse du premier ordre ou analyse Bayésienne). Mais ces méthodes sont soumises à de nombreuses hypothèses et conditions de mise en œuvre (nombreuses mesures, connaissances approfondies de fonctions de distribution de probabilité de chacune des variables, nombreuses simulations pour obtenir un échantillon représentatif du résultat répondant aux critères stricts de tests statistiques, impossibilité de prendre en compte les informations qualitatives...) et ne peuvent être utilisées dans des études qu'au cas par cas.

Ainsi, pour pallier un grand nombre de ces inconvénients, nous avons développé une nouvelle méthode, fondée sur les sous-ensembles flous (Zadeh, 1965), qui permet d'associer au résultat moyen issu de la modélisation mathématique, une fourchette de variation autour de la valeur moyenne, ainsi qu'un degré de confiance pour chacune des valeurs de la fourchette de variation.

3. LE MODÈLE DE SCORE AF

3.1. Objectif de AF

Le modèle “ Attenuation Factor ” appelé couramment AF a été développé par Rao et Jessup (1985). Il permet d'évaluer et de cartographier la vulnérabilité d'un aquifère face à un produit phytosanitaire donné. Cette méthode, fondée sur des équations simples représentant certains phénomènes physiques, prend en compte les paramètres caractéristiques du produit et du milieu considérés. Elle se distingue cependant d'une modélisation mécaniste par la simplification extrême de chacun des processus pris en compte, ce qui permet de réduire le résultat à une simple expression algébrique utilisée comme un indice.

3.2. Hypothèse de la méthode AF

Cette simplification dans les processus mis en jeu est réalisée au prix d'hypothèses fortes, qui sont les suivantes :

- L'équilibre d'adsorption est instantané (Mingelgrin et al., 1983), linéaire (Nicholls, 1988) et réversible (Calvet et al., 1980 ; Calvet, 1993).
- La loi de dégradation correspond à une cinétique du premier ordre (Jury et al., 1987).
- Le transport, purement convectif, des produits phytosanitaires vers les eaux souterraines se fait par la recharge nette, moyennée sur l'année.
- Le sol est caractérisé par des valeurs uniformes de la teneur en eau à capacité au champ, de la masse volumique du sol sec et des particules du sol, et de la teneur en carbone organique.
- Le produit est caractérisé par sa mobilité (définie à partir du coefficient de partage eau/carbone organique (Kenega, 1980), et de sa persistance (définie à partir de son temps de demi-vie dans la zone non saturée). La masse Mo par unité de surface est supposée être déposée en une seule application.

3.3. Les paramètres de l'indice AF

Les paramètres peuvent être divisés en trois groupes (Loague, 1991).

Les paramètres relatifs aux propriétés du sol :

- foc : fraction de carbone organique du sol (fraction massique)
- FC : teneur volumique en eau du sol à capacité au champ (m³.m⁻³)
- sol : masse volumique du sol sec (kg.m⁻³)
- d : masse volumique des particules du sol (kg.m⁻³).

Les paramètres relatifs aux caractéristiques du site :

- d : distance sol- nappe (m)
- q : recharge nette annuelle (m.jour⁻¹)

Les paramètres relatifs au produit :

- Koc : coefficient de partage eau/carbone organique (m³.kg⁻¹)
- T_{1/2} : temps de demi-vie dans la zone non saturée (jour)

3.4. Calcul de l'indice AF

L'indice adimensionnel “ Attenuation Factor ” est alors défini par l'expression suivante :

$$AF = \exp\left(\frac{-0,693 d RF \Theta_{FC}}{q T_{1/2}}\right)$$

où RF est le facteur retard (sans dimension) qui pour des produits peu volatils s'écrit :

$$RF = 1 + \frac{\rho_{sol} Koc foc}{\Theta_{FC}}$$

3.5. Cartographie de la vulnérabilité spécifique

RF représente le retard que subit un produit phytosanitaire qui s'infiltre dans le sol du fait des phénomènes d'adsorption et de désorption du produit sur la matrice solide. Pour un produit non adsorbant (Koc=0) et non volatil, le facteur retard est égale à 1.

Les valeurs de AF varient entre 0 et 1. Une valeur nulle implique que la vulnérabilité de l'aquifère face au produit est très peu probable. Par contre une valeur égale à 1 indique que la totalité du produit peut atteindre la nappe, donc qu'elle présente une vulnérabilité très probable. La **Table n°1** ci-dessous permet de classer AF en différentes catégories : Très peu probable, Peu probable, Moyennement probable, Probable, Très probable. De la même façon, la **Table n°2** montre la classification associée à RF.

Indice et valeur numérique	Classification
0 ≤ AF < 1.0 E-4	Très peu probable
1.0 E-4 ≤ AF < 1.0 E-2	Peu probable
1.0 E-2 ≤ AF < 1.0 E-1	Moyennement probable
1.0 E-1 ≤ AF < 2.5 E-1	Probable
2.5 E-1 ≤ AF < 1.0	Très probable

Table n°1 : Classification de la vulnérabilité spécifique d'un site face à un produit phytosanitaire en fonction de son indice AF

Indice et valeur numérique	Classification
RF = 1.0	Très mobile
1.0 ≤ RF < 2.0	Mobile
2.0 ≤ RF < 3.0	Moyennement mobile
3.0 ≤ RF < 10.0	Peu mobile
RF ≥ 10.0	Immobile

Table n°2 : Classification du potentiel à la lixiviation d'un produit phytosanitaire en fonction du facteur retard

L'utilisation d'une classification avec des limites brusquement discontinues, pour évaluer la mobilité d'un produit ou la vulnérabilité spécifique d'un site, peut être dangereuse lorsqu'aucune estimation de l'imprécision sur les paramètres d'entrée n'est réalisée. Ces imprécisions se répercutent sur les valeurs finales des indices, et peuvent ainsi provoquer un brusque changement d'affectation de classe.

4. LES MÉTHODES D'ÉVALUATIONS DES IMPRÉCISIONS

4.1. Les méthodes classiques

Deux grandes approches sont généralement employées pour déterminer l'impact des imprécisions des variables et des paramètres sur les résultats de modélisation.

La première approche, à caractère très intuitif, consiste essentiellement à faire varier une variable d'entrée ou un paramètre dans une gamme de valeurs physiquement acceptables, à résoudre les équations et à observer l'impact de ces perturbations sur les résultats de simulation : c'est l'analyse de sensibilité.

La seconde approche estime les imprécisions sur les résultats de la modélisation à partir des imprécisions sur une ou plusieurs variables et paramètres du modèle : c'est l'analyse d'incertitude. Parmi ces méthodes, quatre grands types sont généralement cités : la méthode statistique classique, la méthode fondée sur les échantillonnages aléatoires (exemple : les simulations de Monte Carlo), la méthode fondée sur l'analyse du premier ordre et la méthode Bayésienne. Or de nombreuses conditions et limites sont liées à chacune d'entre elles, et elles ne peuvent être alors utilisées qu'au cas par cas (Freissinet, 1997).

Nous avons donc cherché une autre méthode qui posséderait les avantages de chacune de ces méthodes sans en avoir les inconvénients. Nous proposons alors une méthode "innovante" fondée sur les sous-ensembles flous et les nombres flous.

4.2. La théorie des sous-ensembles flous

4.2.1 Présentation générale

La théorie des sous-ensembles flous est une théorie mathématique dont l'objectif originel est de formaliser les notions vagues de la pensée et du langage humain pour pallier l'inadéquation de la théorie des ensembles classiques dans ce domaine.

Cette théorie a été présentée pour la première fois en 1965 par L.A. Zadeh, professeur à l'Université Berkeley en Californie, qui travaillait jusqu'alors sur la théorie des systèmes soumis à des contraintes strictes. Cherchant à prendre en compte des contraintes souples pour lesquelles de faibles violations sont acceptées, des changements de classes sans brusque discontinuité, des prédicats et des quantificateurs vagues, il introduisit la théorie des sous-ensembles flous à partir de l'idée d'appartenance partielle à des classes aux limites mal définies. Ainsi un élément d'un sous-ensemble flou peut appartenir plus ou moins fortement à une classe.

Prenons par exemple, la classe des "Grands", nous pouvons alors dire qu'une personne mesurant 1,30 m n'appartient pas à la classe des "Grands", par contre une autre qui mesurerait 1,70 m appartiendrait à cette classe et plus sa taille se rapprocherait des 1,80 m plus l'appartenance à cette classe serait forte.

Soit un ensemble de référence (ou Univers) U . On définit un sous-ensemble flou A de U par une fonction d'appartenance qui associe à chaque élément x de U , la fonction $fa(x)$ comprise entre 0 et 1 qui représente le degré avec lequel x appartient à A :

$$A = \{(x, fa(x)) ; x \in U, fa(x) \in [0,1]\}$$

où $fa(x)$ est la fonction d'appartenance de x à A .

A tout élément x de U , la fonction d'appartenance peut prendre une valeur quelconque comprise entre 0 et 1 ; si cet intervalle $[0,1]$ est remplacé par l'ensemble composé des deux éléments $\{0,1\}$, alors A devient un ensemble classique.

Dans le cas d'un sous-ensemble flou A , nous distinguons trois cas pour la fonction d'appartenance :

- $fa(x) = 0$, si x n'appartient pas au sous-ensemble flou A (en reprenant l'exemple cité précédemment : Pierre mesure 1,30 m, il n'appartient pas au sous-ensemble flou des "GRANDS").

- $fa(x) = 1$, si x appartient au sous-ensemble flou A (Paul mesure 1,80 m, il appartient au sous-ensemble flou des "GRANDS").

- $fa(x)$ différent de 0 et de 1, si x appartient partiellement au sous-ensemble flou A (Jacques mesure 1,70 m, il appartient partiellement au sous-ensemble des "GRANDS" avec un degré d'appartenance égale à $fa(1,70)$).

4.2.2 Comparaison degré d'appartenance et probabilité

Le degré d'appartenance et la probabilité représentent tous les deux une mesure d'imprécision, quantifiée par un nombre réel pris dans l'intervalle fermé $[0,1]$, d'où la confusion souvent observée. Mais comme le souligne à juste titre Tong-Tong (1995), ces deux notions sont de nature totalement différente. Un degré d'appartenance constitue une mesure d'imprécision par rapport à une notion vague telle que "GRAND", "RAPIDE", "BEAU" à divers degrés. Par contre une probabilité est associée à la notion d'occurrence d'un événement ; on est donc dans l'attente de voir se réaliser cet événement, les chances de réalisation de cet événement généralement précis dépendent de la valeur attribuée à la probabilité (la probabilité d'obtenir le côté "pile" d'une pièce de monnaie est 0,5). Mais nous ne pouvons pas parler de probabilité d'être "GRAND", on l'est ou on ne l'est pas. "GRAND" étant une notion vague, nous pouvons la définir avec un degré d'appartenance à la classe "GRAND", qui peut varier selon le jugement de la personne. Ainsi un français qui observe un homme mesurant 1,75 m le jugera "GRAND"

avec un degré d'appartenance de 0,8. Par contre un hollandais (sachant que les hollandais sont en moyenne plus grands que les français) jugera cet homme "GRAND" avec un degré d'appartenance de 0,3.

4.2.3. Les quantités floues

• Définition

La température est d'environ 20°C, la vitesse de l'écoulement est approximativement de 10 m/mois, de telles notions traduisent une estimation de la mesure, une valeur imprécise issue d'un résultat de simulation... Ces quantités modélisées par des sous-ensembles flous, sont appelées quantités floues. Une quantité floue est supposée normalisée, c'est-à-dire que son noyau n'est pas vide et que sa hauteur est égale à 1.

• Intervalle flou

Un intervalle flou est une quantité floue convexe. Il correspond à un intervalle de l'ensemble des réels dont les limites sont imprécises. Lorsque la fonction d'appartenance est semi-continue supérieurement, toutes coupes de niveau alpha sont des intervalles fermés pour tout]0,1].

• Schématisation d'un intervalle flou et de ses caractéristiques

La **Figure n°1** présente schématiquement les principales notions précédentes :

• Nombre flou

Un nombre flou est un intervalle flou de fonction d'appartenance semi-continue supérieurement et de support compact (fermé et borné), admettant une unique valeur modale de A(soit m un élément de U, fa(m) = 1). Il représente un nombre réel connu de façon imprécise (Dubois et Prade, 1978).

L'allure de la fonction d'appartenance d'un nombre flou reflète la croyance que l'on a sur la valeur exacte que l'on estime. Les formes de fonction d'appartenance les plus utilisées sont le triangle (**Figure n°2a**), le singleton (**Figure n°2b**) et la courbe "L-R" (Left-Right) (**Figure n°2c**), où les portions linéaires du triangle sont remplacées par des fonctions monotones (croissante puis décroissante).

4.2.4. Opérations sur les quantités floues

Il est souvent nécessaire d'effectuer des opérations sur les quantités imprécises. Si par exemple la vitesse d'un écoulement est *approximativement* de 10 m/mois, l'épaisseur de la zone non saturée est d'*environ* 25 m, quel serait *approximativement* le temps que mettrait l'eau pour atteindre la nappe ? Répondre à cette question implique de substituer à des opérations arithmétiques classiques sur les nombres réels des opérations similaires sur les quantités floues (Freissinet, 1997).

5. L'APPROCHE FLOUE POUR ÉVALUER LES IMPRÉCISIONS DANS LES INDICES AF ET RF

Nous venons de voir que tous les paramètres intervenant dans le calcul de AF et de RF sont affectés d'une imprécision plus ou moins importante liée à leur mesure ou à leur méthode d'estimation. Nous nous proposons alors de montrer, dans l'application ci-dessous, l'importance de leur prise en compte pour la confiance et la précision que l'on peut accorder aux résultats de l'indice.

Cette application est réalisée à partir des valeurs de paramètres (nombre de mesures, moyenne et écart-type) issues des travaux de Loague et al. (1990 1991) qui présentent dans leurs publications de nombreuses données de

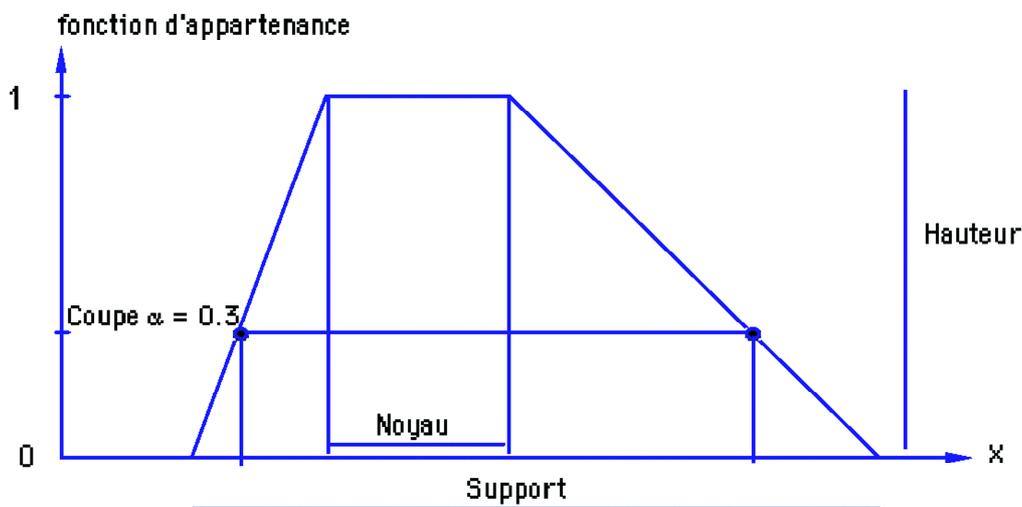


Fig. n°1 : Intervalle flou de forme trapézoïdale avec ses caractéristiques

UNIVERSITÉ CLERMONT AUVERGNE
 INSTITUT NATIONAL DE RECHERCHES EN GÉOLOGIE ET GÉOPHYSIQUE

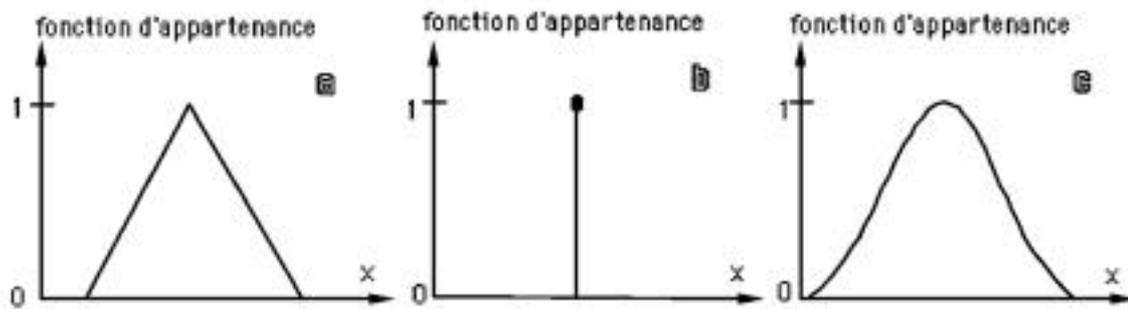


Fig. n°2 : Nombres flous triangle, singleton, L-R

terrain acquises sur l'île de Oahu à Hawaï. Ce site est très représentatif des zones où l'activité agricole avec utilisation intensive de produits phytosanitaires est susceptible d'engendrer des problèmes de pollution des nappes phréatiques.

Les données de notre application sont donc relatives à deux des sols de l'île de Oahu : ultisol et vertisol et au produit phytosanitaire diuron, herbicide très utilisé sur les cultures d'ananas.

Dans le cas d'une simulation floue, les résultats sont représentés par un ensemble d'intervalles de confiance avec des degrés d'appartenance différents. Ainsi après avoir défini les quantités floues (foc , f_{FC} , sol , Koc , $T_{1/2}$) et les opérateurs, nous avons calculé les indices de vulnérabilité RF et AF flous, correspondants.

5.1. Imprécision sur les paramètres du sol

Les quantités floues foc , f_{FC} , sol sont définies par des triangles isocèles dont le noyau est égal à la moyenne et le support égal à 2 fois l'écart-type du paramètre considéré. Ces nombres flous sont présentés sur la **Figure n°3** dans le cas de l'ultisol.

Les simulations fondées sur les opérateurs flous fournissent en sortie deux nombres flous : RF et AF, qui renseignent sur l'imprécision affectant le calcul de chacun des indices.

Les résultats relatifs à l'ultisol pour le diuron sont présentés sur la **Figure n°4**.

5.2. Imprécision sur les propriétés du produit phytosanitaire

Koc et $T_{1/2}$ sont définis par des triangles isocèles dont le noyau est égal à la moyenne et le support égal à 2 fois l'écart-type du paramètre considéré. Ces nombres flous sont présentés sur la **Figure n°5** dans le cas du diuron.

De même que pour les paramètres du sol, les simulations fondées sur les opérateurs flous fournissent en sortie deux nombres flous : RF et AF, qui renseignent sur l'imprécision affectant le calcul de chacun des indices.

Les résultats relatifs à l'ultisol pour le diuron sont présentés sur la **Figure n°6**.

5.3. Classification et imprécision

Tous ces calculs ont été réalisés avec une distance sol-nappe $d = 0,5$ m et une recharge nette $q = 3,7 \cdot 10^{-3}$ m/jour

(pour ultisol) et $q = 3,7 \cdot 10^{-4}$ m/jour (pour vertisol). La classification résultante des valeurs moyennes (propriétés chimiques du diuron : $Koc = 0,383$ m³.kg⁻¹, $T_{1/2} = 328$ jours, caractéristiques de l'ultisol : $foc = 0,04$ kg.kg⁻¹, $f_{FC} = 0,4$ m³.m⁻³, $sol = 1186$ kg.m⁻³, caractéristique de vertisol : $foc = 0,02$ kg.kg⁻¹, $f_{FC} = 0,42$ m³.m⁻³, $sol = 1281$ kg.m⁻³) montre que le diuron est "immobile" pour les deux sols (RFultisol = 46,42 et RFvertisol = 24,36). Cette classification moyenne montre également que la vulnérabilité de l'aquifère face au diuron est "peu probable" pour l'ultisol (AFultisol = $4,98 \cdot 10^{-3}$) et "très peu probable" pour le vertisol (AFvertisol = $2,06 \cdot 10^{-13}$).

La prise en compte des imprécisions sur les paramètres d'entrée par l'approche fondée sur les sous-ensembles flous, nous permet de définir le résultat non seulement par la valeur moyenne mais également par une fonction d'appartenance qui définit un intervalle de valeurs autour du résultat moyen. Or, nous remarquons que certaines valeurs de l'intervalle n'appartiennent pas à la catégorie (cf. **Tables n°1** et **2**) à laquelle appartient la valeur moyenne. Ainsi, d'après les classifications définies par les **Tables n°1** et **2**, les résultats de cette application peuvent être associés à différentes catégories comme le montre les **Tables n°3** et **4**.

Cette classification a été définie pour une coupe de niveau $\alpha = 0$ (la coupe de niveau alpha est définie par l'ensemble des éléments qui appartiennent à l'ensemble flou pour un degré d'appartenance au moins égale à alpha, Dubois et Prade, 1985).

Une coupe alpha, avec $\alpha > 0$, aurait évidemment conduit à un intervalle de valeurs plus faible mais avec un degré de confiance plus élevé (Freissinet, 1997). De plus, le fait d'avoir dissocié les imprécisions qui proviennent des caractéristiques du sol d'une part et des propriétés chimiques du diuron d'autre part, nous permet d'évaluer séparément l'importance relative de chaque paramètre. Ainsi, nous pouvons en déduire que les imprécisions qui ont le plus d'influence sur l'imprécision du résultat final proviennent des paramètres foc , Koc et $T_{1/2}$. Nous devons donc porter encore plus d'attention lors des campagnes de mesures et des analyses sur ces trois paramètres afin d'améliorer la précision des résultats de simulation.

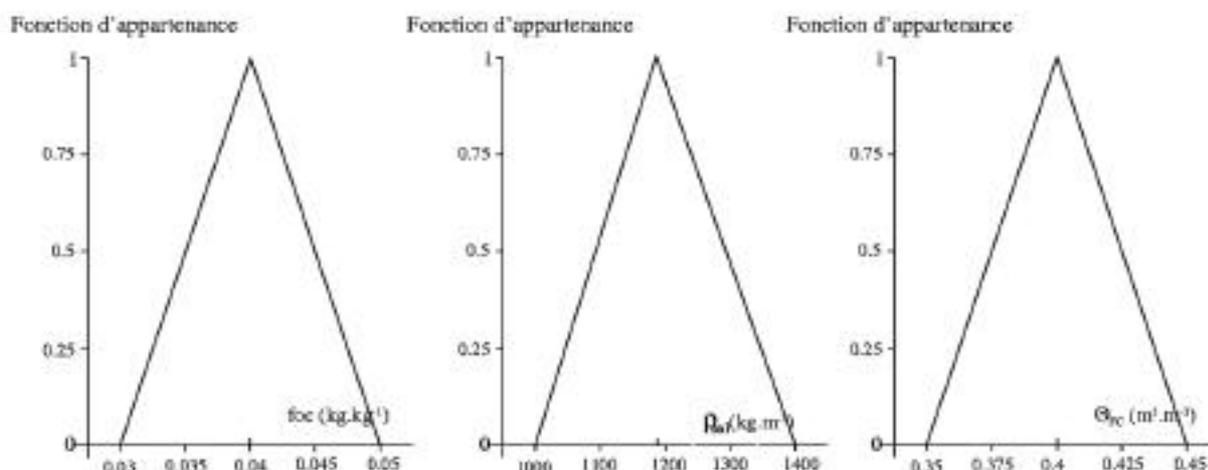


Fig. n°3 : Nombres flous foc, psol, TFC pour l'ultisol

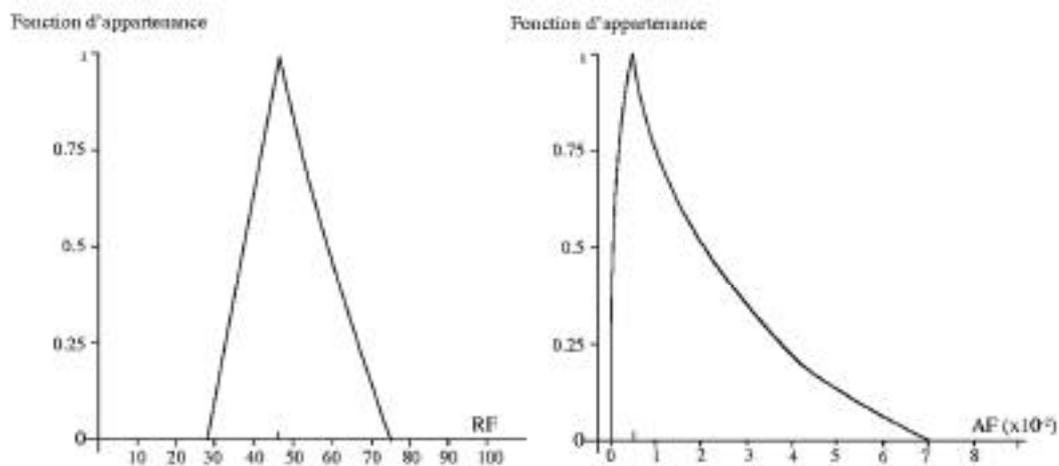


Fig. n°4 : Résultats flous de RF et AF pour l'ultisol

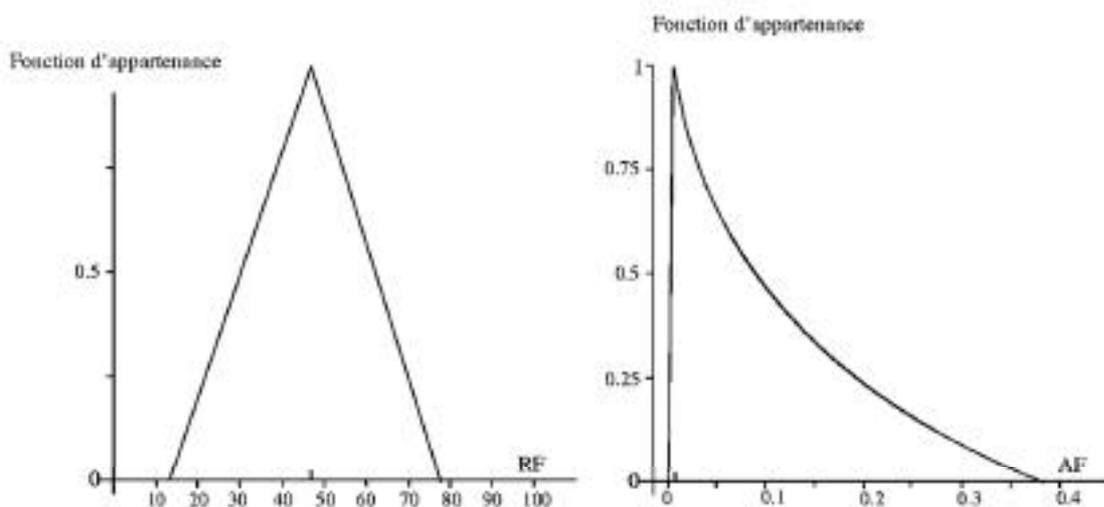


Fig. n°5 : Nombre flous Koc et T_{1/2} pour le diuron

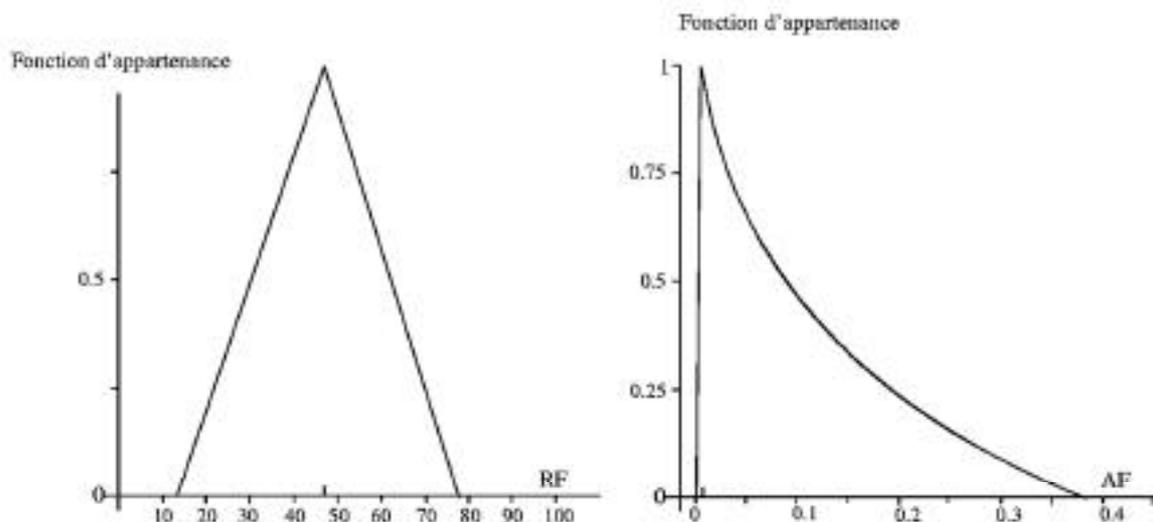


Fig. n°6 : Résultats flous de RF et AF pour l'ultisol

Type de sol	RF avec valeurs moyennes de tous les paramètres	RF avec imprécision sur les caractéristiques du sol	RF avec imprécision sur les propriétés chimiques
Ultisol	immobile	immobile	immobile
Vertisol	immobile	immobile	immobile à moyennement mobile

Table n°3 : Classification moyenne et "floue" de RF

Type de sol	AF avec valeurs moyennes de tous les paramètres	AF avec imprécision sur les caractéristiques du sol	AF avec imprécision sur les propriétés chimiques
Ultisol	peu probable	moyennement probable à très peu probable	très probable à très peu probable
Vertisol	très peu probable	très peu probable	peu probable à très peu probable

Table n°4 : Classification moyenne et "floue" de RF

CONCLUSION

Ces applications orientées vers la confiance accordée aux résultats de calcul issus de modèles simples de diagnostic, utilisant des paramètres dont les valeurs sont connues avec imprécision, ont permis de prendre conscience de l'importance de ces imprécisions et du danger d'utiliser uniquement des valeurs moyennes, lors de l'évaluation de la vulnérabilité de la ressource en eau souterraine. En effet, une faible imprécision sur un paramètre peut entraîner une variation significative de la valeur de

l'indice, et ainsi changer brusquement son classement. Un site dont la vulnérabilité est estimée " moyennement probable " peut être en réalité "probable". Certaines activités autorisées dans le cas précédent (comme par exemple la construction d'une usine de produits chimiques) pourraient être dangereuses vis-à-vis de la ressource en eau, dans une zone de vulnérabilité probable, donc prohibées.

L'approche fondée sur les sous-ensembles flous permet donc de fournir en un seul calcul : une valeur moyenne de l'indice, un intervalle d'imprécision entourant la valeur moyenne et le degré de confiance de chacune des valeurs appartenant à cet intervalle

Elle est une méthode complémentaire et nécessaire pour les simulations numériques, qui permet d'estimer quantitativement la confiance accordée aux résultats de calcul.

REMERCIEMENTS

Ce travail de recherche qui a fait l'objet d'une thèse a été financé par l'Association Nationale de la Recherche Technique (ANRT-CIFRE) et par le Laboratoire d'Hydraulique de France (LHF).

Les auteurs souhaitent également remercier les membres de la direction de l'entreprise d'accueil Messieurs Jean-Marc USSEGLIO-POLATERA et Jean-Louis NEGRE, qui ont permis la réalisation de ce projet de recherche.

RÉFÉRENCES

- Calvet R., Terce M., Arview J.C., 1980. Adsorption des pesticides par les sols et leurs constituants - caractéristiques générales de l'adsorption des pesticides. *Ann. Agron.*, vol. 31, n°3 : 239-257.
- Calvet R. (1993). Comments on the characterization of pesticide sorption in soils. IX Symposium Pesticide Chemistry - Mobility and degradation of Xenobiotics: 277-288.
- Dubois D., Prade H., 1985. Possibility theory, an approach to computerized processing of uncertainty, Plenum Press, New York, 263 p.
- Freissinet C., 1997. Estimation des imprécisions dans la modélisation du devenir des produits phytosanitaires dans les sols : une méthode fondée sur la logique floue. Thèse de doctorat de l'université Joseph Fourier, Grenoble
- Jury W.A., Focht D.D., Farmer W.J. (1987). Evaluation of pesticide groundwater pollution potential from standard indices of soil-chemical adsorption and biodegradation. *Journal of Environmental Quality*, vol. 16, n°4.
- Kenega E.E., 1980. Predicted bioconcentration factors and soil sorption coefficients of pesticides and other chemicals. *Ecotoxicol. Environ. Saf.*, vol. 4: 26-38.
- Loague K., Green R.E., Giambelluca T.W., Liang T.C., Yost R.S., 1990. Impact of uncertainty in soil, climatic, and chemical information in a pesticide leaching assessment. *Journal of Contaminant Hydrology*, vol. 5: 171-194.
- Loague K., Green R.E., 1991. Statistical and graphical methods for evaluating solute transport models: Overview and application. *Journal of Contaminant Hydrology*, vol. 18: 51-73.
- Loague K., 1991. The impact of land use on estimates of pesticide leaching potential: assessments and uncertainties. *Journal of Contaminant Hydrology*, vol. 8 : 157-175.
- Mingelgrin V., Gerstl Z., Giat V., 1983. The role of non-equilibrium phenomena in the mobility of xenobiotics in the unsaturated zone. IX Symposium Pesticide Chemistry - Mobility and degradation of Xenobiotics: 335-342.
- Nicholls P.H., 1988. Factors influencing entry of pesticides into soil water. *Pesticide Science*, vol. 22: 123-137.
- Rao P.S.C., Jessup R.E., 1985. Development and verification of simulation models for describing pesticide dynamics in soils. *Ecological Modelling*, vol. 16: 67-75.
- Tong-Tong J.R., 1995. La logique floue, Hermes, 160 p.
- Zadeh L.A., 1965. Fuzzy sets. *Information and Control*, vol. 8: 338-353.

ABSTRACT

Considering the quite poor welcome made to recent progresses in synthesis modelization and representation of available knowledges in hydrological regimes, it can be derived that the actual researches programmes could be somewhat unbalanced. It appears like if the present efforts made to stick again and closer to the physical processes, indeed compulsory and in addition quite satisfactory, and also the corresponding progresses made in analytical modelization, had restrained the hydrological field, and the hydrologist's views, to this only narrow target of only analytical physically based approaches at small grid sizes. But the synthesis views, representations, and models, the interfaces with other sciences, also the linkages with an actual use of hydrological knowledges, or the efforts to build a display of our knowledges which can actually be used and understood, and also not be misused, etc., appear as forgotten, or unusefull, or out of the scientific domain. To try to overcome this lack, considered as potentially very dangerous for hydrology (if our knowledge is no more really exploited, our science will progressively disappear...), a basic research was launched, around the hydrological regime concepts, and illustrated by some of the mentioned recent progresses made in that field, in particular under the so-called FRIEND project (Unesco IHP). This effort was encouraging, because arised then, inside several synthesis models or concepts, some consistent properties, allowing regional transfers, or large scale (time and space) validation ranges, and several other interesting features, all of them very rare and precious in our too complex hydrological systems. It is hoped that these initial successes will allow these synthesis approaches, and particularly the regime ones, to enter again in the normal field of scientific hydrology, at a place which could be modest in means but essential in meanings. The best way would be to have a global collaboration of all hydrologists to such synthesis modelizations, as everyone brings a part of the whole knowledge. But it must be considered that create, develop and validate some synthesis models is a plenty scientific research task: so, to botch up it like for a secondary task, while underestimating its importance, is a wrong answer. Perhaps a better structuration of the different levels

of modelization in hydrology, especially along an axis going from the more analytical ones until the more synthetical ones, could be an healthy task for hydrology allowing a more adequate place for each level. Where it has been attempted, it allowed not only a better balance inside hydrology tasks, but also a better building of interfaces, and also of pluridisciplinary models, like those devoted to ecohydrology or to integrated water management.

1. LA SITUATION ACTUELLE

Le Programme National de Recherches en Hydrologie (PNRH) ayant décidé de redonner en France une place aux approches de synthèse, sous réserve d'un débat national entre les hydrologues concernés, les rares chercheurs travaillant dans cette voie ont pu définir un projet que la participation active à des programmes internationaux, tels que le FRIEND (Flow Regimes from International Experimental and Network Data) du PHI de l'UNESCO, avait permis d'initier.

2. ANALYSES ET SYNTHÈSES EN HYDROLOGIE

Les progrès récents de l'analyse et de la modélisation des processus hydrologiques ont renforcé la prise de conscience de l'extrême complexité de ces processus, qui résulte de la variabilité dans le temps et dans l'espace des variables hydrologiques et des paramètres des milieux comme de multiples interactions entre échelles de temps et d'espace mais aussi entre phénomènes. Ceci plaide en faveur des synthèses, seules capables de permettre aux hydrologues de garder la maîtrise de leurs connaissances, aux sciences connexes de se les approprier, et aux usages opérationnels de s'en servir.

Il semble bien que les divers niveaux de synthèse soient utiles, voire indispensables (**Figure n°1**). Ces approches synthétiques devraient à la fois nécessiter et autoriser le développement en hydrologie de démarches inductives dont l'épistémologie nous apprend qu'elles sont le signe de la maturité d'une science. Elles équilibreraient ainsi les démarches actuelles, excessivement déductives et étroitement liées aux seules observations. Les seules références à la mécanique et à la thermodynamique ne peuvent permettre à l'hydrologie de gagner son indépendance en tant que discipline, car il y aurait alors pour elle un risque important de rester/devenir un simple chapitre de ces sciences.

Les recherches relancées ici autour des concepts et modèles de régimes sont donc une tentative d'aller vers plus d'induction et plus de synthèse. Pour des motifs pratiques, les premiers travaux ont été menés autour des seuls écoulements de surface, mais ils visent à terme toutes les variables hydrologiques.

3. NOTIONS DE RÉGIMES HYDROLOGIQUES

Étymologiquement, le mot régime a un sens contraignant lié à la notion de pouvoir, et l'acception déjà ancienne du terme "régime hydrologique" n'y échappe pas : on parle des "lois" que suivent les écoulements. Certes, l'ambition du projet Régimes est bien de trouver les lois que suivent les variables hydrologiques, et si possible les plus émergentes et les plus universelles, mais on parlera de lois de comportements, et non de lois causales définitivement réservées aux bases mécanistes et thermodynamiques des processus génériques

Depuis Pardé (1933), le concept de régime hydrologique a été concrétisé et formalisé par les variations saisonnières des moyennes mQM (interannuelles) des débits mensuels QM (volumes, en fait), avec une typologie basée sur les dates (saisons) des mQM maximaux sur la base des régimes simples observés en France (du glaciaire aux divers régimes pluviaux). Des extensions ont ensuite introduit les quantiles de ces débits mensuels (médianes, valeurs faibles ou fortes), puis réalisé l'équivalent selon des pas de temps plus fins (décade, semaine, voire jour). Des applications à d'autres ensembles ont été réalisées : régimes tropicaux (Rodier, 1964) ou Scandinaves (Krasovskaia, et al., 1994). On trouvera dans Maniguet (1997) une synthèse méthodologique succincte.

Ce n'est que plus récemment qu'une importante généralisation a été proposée : représenter de manière synthétique l'ensemble des propriétés pertinentes des chroniques, grâce à des variables seuillées et intégrées pour toute durée d . Ces durées sont continues pour respecter au mieux la forme des chroniques originelles $x(t)$, et ordonnées selon une métrique probabiliste T (période moyenne de retour), accompagnée de termes d'incertitudes et de dérive lorsque cela est possible. Les variables caractéristiques $xCd(t$ ou $T)$ constituent des modèles de représentation des données disponibles : séries observées ou simulées. Les lois et propriétés émergentes de ces caractéristiques, si possible consolidées en modèles, permettent de donner une nouvelle définition des régimes, incluant la définition classique en la généralisant considérablement.

La bibliographie relative à ces derniers développements est encore relativement indigente (Maniguet, 1997), mis à part les travaux des pionniers et quelques travaux concernant les débits classés, version ancienne et fruste de ces caractéristiques sur durées continues d . La typologie de ces nouveaux régimes, à supposer qu'elle soit encore nécessaire, reste à faire.

4. DIMENSIONS TEMPORELLES : LE SOCLE

Un régime est supposé fournir une synthèse des connaissances concernant une variable qui se présente le plus souvent sous la forme d'une chronique continue en temps courant $x(t)$. S'il est évident que la dimension temporelle est fondamentale, il faut cependant que le mode de représentation mette bien l'accent sur les échelles temporelles les plus importantes, à commencer par celles caractérisant les processus générant la chronique $x(t)$:

- Climat : Variabilité interannuelle, cycle saisonnier (mensuel, décadaire), épisodes pluvieux et/ou thermiques (jours), cycle diurne/nocturne (horaire), averses (horaire)...

- Bassin : temps de réponses (minute pour la parcelle, mois pour le très grand fleuve), cycles/évolutions des sols (du jour à l'interannuel), du couvert végétal (mois à l'interannuel), occupation des sols (interannuel)...

L'hydrogramme correspondant à un régime glaciaire est par exemple une remarquable illustration de l'imbrication de la quasi-totalité de toutes ces échelles temporelles (**Figure 2**, sauf l'interannuelle). A ces échelles génériques imposées par les processus hydrologiques, s'ajoutent celles nécessaires aux interfaçages avec les sciences connexes, et plus généralement celles induites par les demandes de connaissances hydrologiques de toutes origines. Il y a là un choix délicat, mais plein d'avenir si on sait le maîtriser.

En corollaire, et même en s'en tenant aux échelles génériques, il n'y a pas d'autres voies, en modélisation de synthèse des $xCd(T)$, que de considérer toutes les durées d , de la seconde à la saison, sinon à l'année.

Le souci de synthétiser le passage de t en T avec des caractéristiques définies sur des durées d continues, rompt le séquençement qui représente cependant un élément de connaissance intéressant. Diverses représentations de séquençement sont possibles, qu'il s'agisse des valeurs classées, peu prises, ou des modèles stochastiques de séries chronologiques (Hipel et al., 1994).

Reste cependant une question de fond : la modélisation d'un régime doit-elle systématiquement autoriser une éventuelle (re)simulation des séries d'origine ?

5. LES DIVERSES SIGNIFICATIONS DES FRÉQUENCES

L'application à l'hydrologie des théories probabilistes et statistiques, pourtant développées et connues de longue date, nécessite encore et toujours de nombreux rappels bibliographiques (Lubès et al., 1994) car les erreurs et abus d'interprétation sont toujours légions. D'intéressants développements récents ont conforté l'intérêt du modèle dit de renouvellement comme outil statistique de base en régimes (Lang, 1995), surtout pour des variables en seuils.

Les niveaux de modélisation en hydrologie et leurs interfaces avec les autres Sciences



Fig. n°1 : Les différents niveaux de modélisations en hydrologie, en allant de l'analyse à la synthèse, autorisant des validations d'un niveau à l'autre, qu'ils soient ou non contigus.

Les dérives et ruptures de stationnarités, depuis toujours présentes mais auxquelles on prête aujourd'hui plus d'attention, compliquent les métriques fréquentielles et en augmentent les incertitudes, mais sans réduire leur intérêt cognitif : en situation d'instabilité ou d'irrégularité, l'apport cognitif de synthèse est encore plus nécessaire, car il apporte toujours une vision filtrée, extrayant du sens de la série d'origine perturbée, même s'il y a une incertitude accrue et d'éventuels biais.

6. DESCRIPTEURS GÉOMORPHOLOGIQUES

Si l'on met à part leur aire, dont le rôle est si évident qu'il en devient trivial, les descripteurs géomorphologiques des bassins, traditionnellement présentés en tête des monographies hydrologiques, n'ont guère fait preuve

d'efficacité avant l'avènement récent de modèles à la fois suffisamment distribués et assez analytiques. L'intéressante exception du concept d'Hydrogramme Unitaire Géomorphologique est elle-même limitée par les hypothèses irréalistes propres à l'Hydrogramme Unitaire. Il est pressenti que les nouveaux concepts de variables et de modèles de régimes ne changeront pas grand chose à cette situation, sans doute parce qu'on ne sait pas (encore ?) définir des caractéristiques de bassin ayant des vertus de synthèse comparables à celles d'un régime en $xC(d,T)$ pour une variable courante $x(t)$. C'est la grosse lacune, peut-être provisoire mais apparaissant pour l'instant structurelle, des nouvelles approches des régimes.

Les récents progrès en modèles de régime ont cependant relativisé l'importance des liaisons entre bassins et régimes, en raison d'une certaine autonomie des modèles de référence. Ces derniers, qui sont le plus souvent adi-

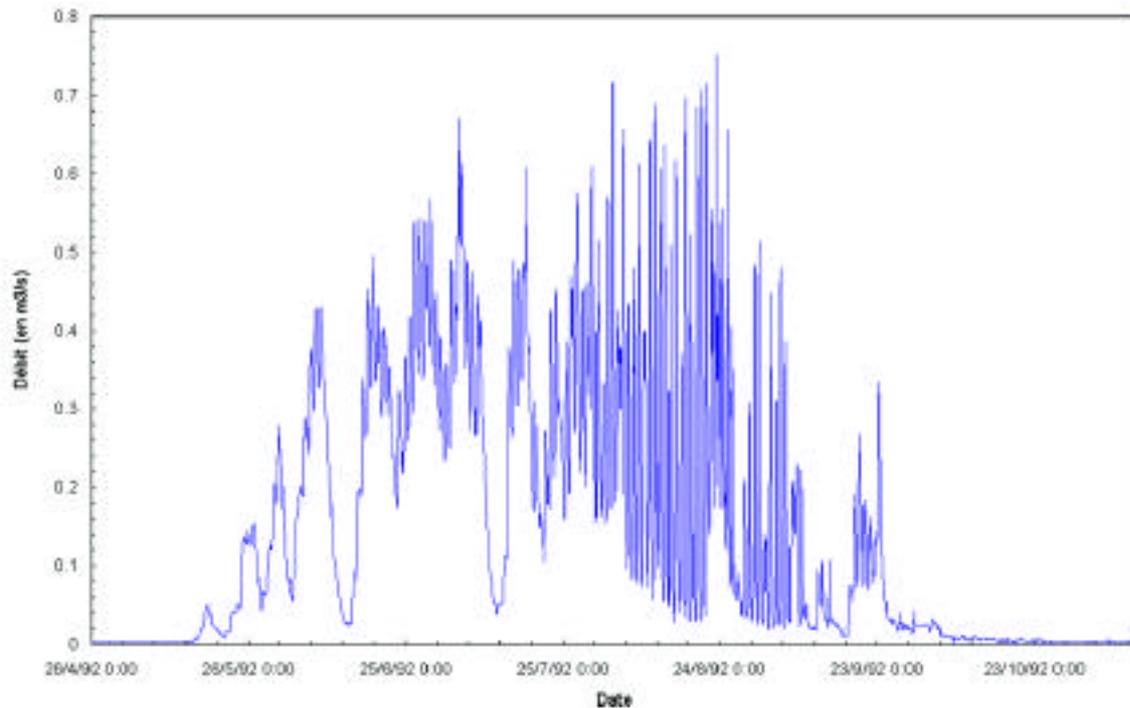
VOIR CAHIER  COULEUR

Fig. n°2 : Exemple d'hydrogramme(s) quasi-instantané(s) (résolution horaire fine) de régime glaciaire : Sarennes AMONT (données Cemagref Grenoble ENGR).

mensionnels, nécessitent pourtant, afin d'être adaptés à un site réel, soit des caractéristiques de bassin, (on vient de voir qu'elles sont encore peu efficaces), soit quelques données locales, disponibles seulement lorsqu'existe un réseau hydrométrique secondaire, ce qui n'est malheureusement pas encore le cas général. En attendant, les progrès des modèles analytiques distribués peuvent toujours aider à débroussailler le maquis des caractéristiques hydrogéomorphologiques (Weesakul, 1992), mais il faudra sans doute que les chercheurs spécialisés en régimes fassent preuve de beaucoup d'intuition et d'innovation, et sans doute d'une relative indépendance vis-à-vis de l'analyse des processus, pour débusquer un jour les perles rares et définir une méthodologie reproductible.

7. CLIMATOLOGIE ET HYDROLOGIE

Malgré les perturbations introduites par les hypothèses d'évolutions climatiques à long terme induites par un éventuel accroissement de l'effet de serre, et les observations en cours sur les ruptures de stationnarité (Hubert et al., 1989 ; Servat et al., 1997), nombre de caractéristiques climatiques classiques sont exploitables et exploitées dans les nouveaux modèles de régimes hydrologiques actuellement développés. On attend toutefois des progrès, parfois en cours, sur de nombreux points : épcentration des pluies (probabilités de pluies locales fortes en n'importe quel point d'une surface), gradients d'intensité des pluies en régions accidentées (Desurosne et al., 1997), consolidation régionale de pluies extrêmes (Leblois et al., 1997),

cartographie (modélisée) plus fine des ETR et ETP, advections tenant compte du forçage de l'atmosphère par la structure hydrographique des écoulements (sens, et distingos versants drainants/fond de vallées saturants, Leblois et al., 1994), etc.

8. EFFETS D'ÉCHELLE SPATIALE

L'accent est mis sur les évolutions des régimes vers l'aval, et la modélisation de cet effet, grâce à la normalisation des durées en fonction des temps de réponse ou aux débits pseudo-spécifiques. Les aspects secondaires des effets d'échelle sur l'état du système, sur les variables causales et sur les paramètres, sont aussi abordés, mais alors seulement en complément de ce qui est déjà réalisé pour définir les caractéristiques hydrogéomorphologiques, et climatiques, bien sûr différentes selon l'échelle considérée.

On s'aperçoit, et c'est une des propriétés émergentes les plus remarquables des modèles de synthèse que, moyennant une certaine sophistication théorique, comme par exemple le passage en adimensionnel, le recours aux concepts fractals, ou plus simplement grâce à l'utilisation de valeurs pseudo-spécifiques, les plages de validité spatiale des modèles de synthèse en $xC(d,T)$ deviennent remarquablement larges. Par exemple le modèle de QdF en crues dit de Florac (une des références habituellement citées) a été validé, bien sûr seulement en adimensionnel (Galéa, 1994), sur des bassins allant de 0.13 ha (BVRE de Draix) à des bassins de plusieurs milliers de km^2 (zone AMHY de FRIEND).

Plus généralement, dans la mesure où on souhaite valider, sinon relier, les modèles de synthèse en régime aux processus de base, il est important de prendre en compte les différences, au moins apparentes, de fonctionnement des systèmes hydrologiques lorsqu'on change d'échelle spatiale (Blöschl et al., 1995). Or il semble bien que certains modèles de synthèse transcendent ces différences de fonctionnement... apparentes. Cette heureuse stabilité, que l'on peut considérer comme une émergence, pourrait trouver son origine dans le fait que les modèles de synthèse soignent tout particulièrement les échelles temporelles et bénéficieraient ainsi, au niveau spatial, des liaisons, très réelles bien qu'imparfaitement élucidées, entre échelles temporelles et spatiales.

Toujours en donnant la priorité aux variables dont le régime est à modéliser, le problème particulier à la cartographie de l'écoulements des cours d'eau constitue un objet de recherche à part entière. Parmi les questions actuellement posées :

- la pertinence toute relative du concept de bassin intermédiaire ;
- la confusion entre processus de versants (bassin) et de réseaux (vallées), et les éventuelles désagrégations nécessaires : effets dit RESEDA et alter (Leblois et al., 1994) ;
- la cartographie selon des mailles de modèles qui n'ont pas de signification hydrologique ;
- l'épicentrage en écoulement, car il permet d'aborder le problème de la forte augmentation de la probabilité des crues localisées lorsqu'on les perçoit à l'échelle régionale, problème à la fois scientifique et social.

9. INFLUENCES ET DÉRIVES

Les régimes hydrologiques ne sont pas immuables. Produits de la conjonction d'un climat et d'un bassin versant, ils sont susceptibles de refléter les modifications ou les transformations de l'un ou de l'autre. Nous avons déjà évoqué le problème climatique dont on se préoccupe beaucoup. La transformation des bassins, en particulier l'urbanisation des bassins périurbains, a elle aussi des effets, spectaculaires, sur les régimes, bien connus aujourd'hui mais qui ont été longtemps sous-estimés par les aménageurs. En milieu rural, les effets de la forêt sur les régimes et sur les bilans, ou ceux des pratiques culturales et des aménagements hydroagricoles, continuent à être très controversés.

Mais il existe aussi, à l'aval de la formation des écoulements, des influences anthropiques, volontaires et planifiées, spécifiquement destinées à maîtriser les débits et les régimes. Ces influences sont le résultat des efforts déployés, soit pour exploiter les ressources que recèlent les milieux aquatiques (au premier chef l'eau pour l'alimentation domestique, l'industrie et l'agriculture, mais il faut citer aussi l'énergie, les granulats, voire la biomasse), soit pour utiliser certaines potentialités de ces milieux

(évacuation et dilution des eaux usées, navigation, loisirs), soit pour développer les ressources (réalimentations de nappes), soit enfin pour se protéger des eaux (lutte contre les inondations). Si le régime qui caractérise un cours d'eau ne convient pas à l'utilisateur, celui-ci peut alors chercher, tout à fait consciemment, à modifier, grâce à des aménagements et/ou à des ouvrages, le régime "naturel" du cours d'eau dans un sens favorable à ses désirs et/ou à ses intérêts. Le barrage est par excellence l'ouvrage qui, disposant d'une capacité de stockage, permet à l'utilisateur, dans certaines limites techniques et réglementaires, de commander les débits à l'aval, c'est à dire de fabriquer un régime artificiel plus conforme à ses souhaits, grâce à une gestion de l'ouvrage adaptée aux buts qui lui auront été assignés et qui sera très différente selon que l'on souhaite régulariser, soutenir les étiages, écrêter les crues ou produire de l'électricité. Notons qu'à l'influence de la gestion des ouvrages, s'ajoute celle, particulièrement drastique, des prélèvements non restitués, ce qui est le cas des prélèvements agricoles.

Il faut cependant souligner que, mis à part les cas de très petits bassins et de quelques grands bassins très lourdement aménagés à des fins agricoles, les régimes naturels continuent d'imposer leur marque dans la majorité des cas (en particulier en ce qui concerne les extrêmes), même si l'action humaine s'imprime par l'ajout de certaines harmoniques, saisonnières à journalières.

10. EXEMPLES MATURES DE MODÈLES DE REPRÉSENTATION DES RÉGIMES

Les premiers exemples matures de représentation des régimes sont ceux de Pardé et de ses émules. Il ne semble pas qu'ils puissent connaître de grands développements, mais ils peuvent servir de base aux recherches sur les bilans, et l'analyse de leur stabilité est intéressante dans l'étude des hypothèses de réchauffement (Krasnovskaia, 1996).

Dans le contexte tropical, où l'on observe irrégularités, ruptures et persistances durables, diverses caractéristiques (**Figure 3**) pertinentes pour la représentation des régimes, et adaptables à la mesure des ruptures (Servat et al., 1998 ; Olivry et al., 1998) ont été sélectionnées, sans cependant être strictement consolidées en modèles de régimes.

C'est dans le domaine de la représentation consolidée des connaissances sur les valeurs-seuils et les volumes, qu'une démarche de modélisation des régimes aussi complète que possible semble avoir été menée à terme (Prudhomme, 1995). Bien développée pour les crues (**Figure 4**), cette démarche n'en est qu'à ses débuts pour les étiages (Galéa et al., 1998a) où seuls quelques rares modèles de référence sont actuellement disponibles. Les travaux en cours concernent la recherche d'un modèle de base unique (Javelle, 1998) et ses liens avec les apports.

11. LES INTERFAÇAGES

Au-delà des objectifs propres à l'hydrologie, synthèse et représentation des connaissances, de nombreuses caractéristiques des régimes se prêtent à être utilisées, soit par d'autres sciences, soit par ceux qui ont en charge la gestion des eaux et des milieux aquatiques. On peut en donner quelques exemples innovants en cours de développement :

- dans le modèle Inondabilité (Oberlin et al., 1993), les QdF permettent des sortes de "projections" (en débits instantanés maximaux équivalents) des divers n-uplets représentatifs des aléas et des vulnérabilités, pour rendre ces derniers cartographiables et objectivement (quantitativement) comparables (Figure 5) ;
- dans l'esquisse dite Inond'habitat (extension d'Inondabilité), les QdF permettent de telles projections, outre en demandes de protection contre les fortes crues, aussi en besoins de petites crues (crues ressources) pour les biocénoses des milieux aquatiques ;
- en matière de qualité des eaux, il semble bien que les régimes en concentration $C(t)$ présentent également des régularités modélisables et transférables si on les synthétise et les consolide en CdF. Pour les nitrates et les phosphates les connaissances de base commencent à être suffisantes pour initier ces approches, qui fournissent les termes principaux de premier ordre des pollutions ; mais cela ne semble pas encore être le cas pour les produits phytosanitaires.

Plus généralement, et toujours en écohydrologie, nombre de caractéristiques des régimes apportent une information incontournable pour juger de la qualité des habitats hydrauliques pour les biocénoses. Mais il y a aussi des lacunes. Ainsi Malafosse (1996) a dû caractériser la variabilité des écoulements à une échelle temporelle qui n'avait rien d'hydrologique (au sens des échelles temporelles liées aux processus), mais qui procède plutôt d'une "mémoire biologique" des perturbations. Plusieurs caractéristiques pré-existantes en régimes sont alors exploitables, mais à des durées différentes de celles initialement échantillonnées (quoique disponibles dans le cas

d'une modélisation continue en d). D'autres sont à créer de toutes pièces.

Il y a là une forte potentialité de développement de la modélisation de synthèse. Une extension de ces avancées vers les problèmes liés à l'irrigation, aux prélèvements de toutes sortes, aux drainages, aux recalibrages (ou à leur inverse : le Ralentissement Dynamique), et plus généralement aux aménagements, est envisagée, mais le débat n'est pas facile avec des filières de gestion qui ont leurs habitudes, leurs modes d'évaluation propres, et leur relative indépendance vis-à-vis de l'hydrologie.

12. COMPOSITIONS DES RÉGIMES

C'est un peu la contrepartie des modèles de synthèse : on ne peut plus sommer trivialement des écoulements en $Q(t)$. On se heurte à des problèmes mathématiques quand les lois des caractéristiques $x_{Cd}(T)$ (celles de leurs mesures de synthèse en probabilités) ne sont pas "faciles" (Mousavi, 1997). Si certains de ces problèmes ont été surmontés, on ne sait toujours pas réaliser des compositions récurrentes vers l'aval. Elles ne sont heureusement pas absolument nécessaires, compte tenu des plages de validité spatiales relativement larges des modèles de régimes.

13. BASES RATIONNELLES DES MODÈLES DE RÉGIMES

Les remarquables propriétés émergentes des modèles de régimes, leur validités sur une large gamme d'échelles, leur transférabilité et leur aptitude à l'interfaçage, poussent à rechercher quels sont les fondements rationnels de ces heureuses surprises. En raison du fossé encore béant entre ces propriétés et les caractéristiques de bassin qui a été évoqué plus haut, c'est pour l'instant dans les champs mathématique ou probabiliste que se développent les recherches.

Les avancées significatives enregistrées, qui permettent de caractériser les IdF (modèles x_{dF} appliqués aux Intensités des pluies) à partir de modèles multifractals

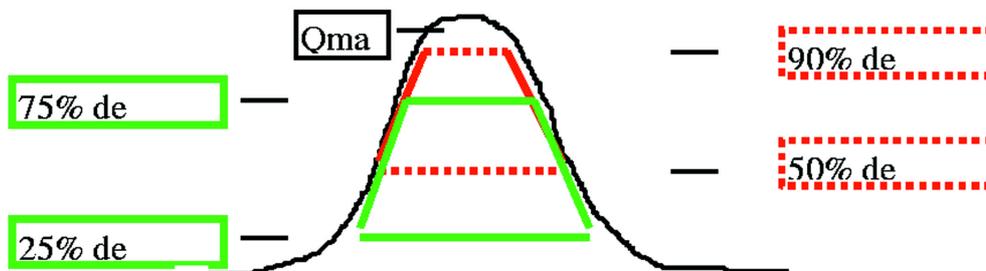


Fig. 3 : Conceptualisation des formes d'hydrogramme à fin de représentation des régimes et de leur évolution (d'après Ribstein, 1998)

VOIR CAHIER  COULEUR

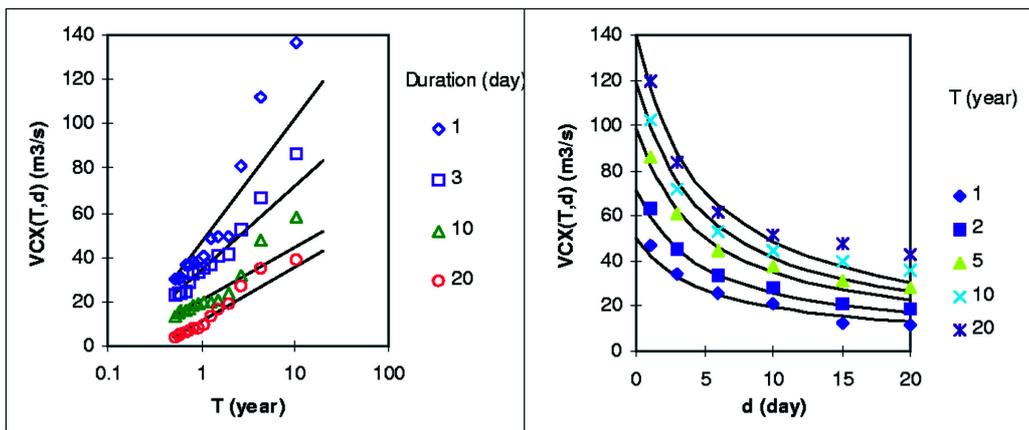


Fig. n°4 : Exemple de courbes (à gauche : non consolidées en d) et de modèle (à droite : consolidé en d) type xdF, ici pour des valeurs x de débits d'écoulements en crues (débit-volumes siglés VCX(d,T)).

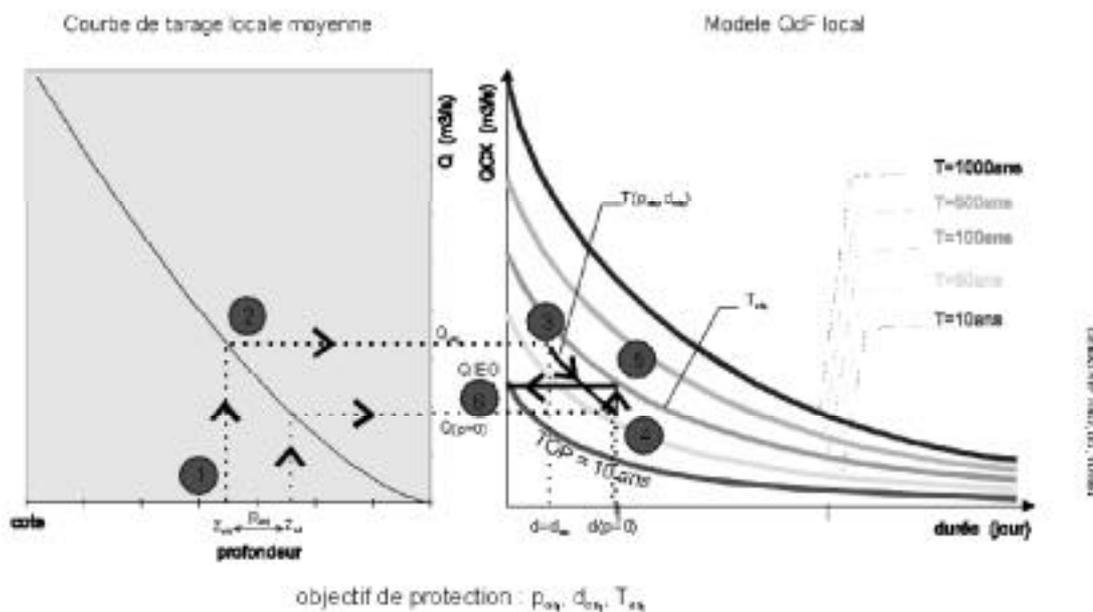


Fig. n°5 : Exemple d'usage d'un modèle QdF en débit-seuils de crues (dépassés) pour transformer un n-uplet de vulnérabilité en mono-scalaire TOP(x,y) cartographiable (d'après Gilard, 1998).

(Bendjoudi et al., 1997), pourraient rapidement entrainer des progrès équivalents pour les QdF (Tessier et al., 1996 ; Pandey et al., 1998). En attendant, des recherches de Javelle (1998) font entrevoir la possibilité de formaliser un unique modèle QdF de base, qu'il serait possible de lier aux apports annuels QA. Un tel résultat couronnerait le travail théorique déjà mené qui s'appuie sur quelques modèles de référence (Prudhomme, 1995). A terme, on pourrait viser une modélisation QdF(IdF) directe, intégrée et synthétique.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

La consolidation en cours, dans des modèles continus de synthèse, de nombre de caractéristiques de régimes anciennes (pointes maximales et minimales, valeurs classées, apports mensuels, etc.) ou plus récentes (valeur-seuils sur durées continues, etc.), semble fructueuse, mais encore susceptible de nombreux développements, qu'il est possible de rapprocher d'approches plus analytiques (au moins par validation croisées entre niveaux de modélisation différents) ou de certaines lois générales en modélisation (probabilités, fractales...).

Bien que ces progrès soient, pour l'instant, limités aux pluies et aux écoulements, l'extension de ces concepts à

d'autres variables hydrologiques, doit être abordée dès que possible, qu'elles soient concentrées dans les réseaux hydrographiques ou réparties sur les bassins.

Outre leur importance proprement hydrologique et leur aptitude à l'interfaçage, cette généralisation des représentations en régimes pourrait devenir importante dans la perspective du couplage de modèles hydrologiques et atmosphériques, au titre de la validation, mais peut-être aussi dans un but cognitif, car à ce jour le forçage réciproque des écoulements et des flux atmosphériques n'a guère été approfondi : le schéma actuel "SVAT verticaux + flux pseudo-horizontaux" reste insatisfaisant, même avec les nouveaux modèles de flux non hydrostatiques, faute d'une représentation suffisante de la structure des écoulements au sol.

Enfin, et sans attendre les extensions citées, se pose le problème de la mise à jour des typologies des régimes. L'irruption des nouveaux modèles de synthèse, leur continuité, leur ambition d'universalité, peut ôter une partie de l'intérêt des classifications en types des régimes hydrologiques. Cependant, pour divers motifs, dont l'actuelle lacune de liens entre régimes et bassins, une typologie, bien sûr révisée en fonction de ces nouvelles approches, reste utile sinon indispensable. Les rares ébauches proposées (Galéa et al., 1992) ont autorisé des transferts réussis de régimes entre bassins et climat différents, validés au moins par des modèles globaux. Tout cela est encourageant et devrait amener la communauté hydrologique à se convaincre, plus qu'elle ne le fait aujourd'hui, de l'intérêt et de la fécondité, tant au niveau fondamental qu'au niveau appliqué, des approches de synthèse.

REMERCIEMENTS

Le projet Régime est soutenu par le PNRH (Programme National de Recherches en Hydrologie, France), et porté par une douzaine de chercheurs appartenant au Cemagref (Lyon), à l'UMR Sysiphe (UPMC Paris VI, ENSMP et CNRS), à l'IRD/Orstom (Montpellier, Paris), au LTHE (UJF, INPG et CNRS, Grenoble) et à l'ESA 5023 (UCB Lyon I et CNRS).

RÉFÉRENCES

- Bendjoudi, H., Hubert, P., Schertzer, D., Lovejoy, S. (1997) Interprétation multifractale des courbes IdF de pluies. CR Acad. Sci. Paris, Sciences de la vie, n°325, pp.323-326.
- Blöschl, G., Sivapalan, M. (1995) Scale issues in hydrological modelling: a review. *Hydrological processes*, vol.9, pp.251-290.
- Desurogne, I., Leblois, E. (1997) Intensités pluvieuses dans les Alpes françaises. Fourth FRIEND General Report (1994-97), Unesco-IHP, Cemagref éd., pp.255-262.
- Galéa, G., Breil, P., Adang, A. (1992) The influence of vegetal cover on flood hydrology: validation by both upscaling and downscaling simulations. Proceedings of the 4th ERB Conference, Oxford, IH Wallingford, 6p.
- Galéa, G., Prudhomme, C. (1994) Conceptualisation d'un hydrogramme de crue synthétique : validation sur le BVRE de Draix. *Hydrologie Continentale*, 9(2), pp.139-152.
- Galéa, G., Mercier, G., Adler, M. J. (1998) Modèles débits-durées-fréquences en étiages : concept et usage pour une approche régionale des régimes de basses eaux dans les bassins de la Loire (France) et du Crisu Alb (Roumanie). *Accepté à Revue des Sciences de l'Eau*.
- Galéa, G., Prudhomme, C. (1997) Notions de base et concepts utiles pour la compréhension de la modélisation de synthèse des régimes de crues au sens des modèles QdF. *Revue des Sciences de l'Eau*, vol.1, pp.83-101.
- Gilard, O. (1998) Les bases techniques de la méthode Inondabilité. Cemagref éd., Antony, 207 p.
- Hipel, K. W., McLeod, A. I. (1994) Development in water sciences: time series modelling of water resources and environment systems. Elsevier ed.
- Krasovskaia, I., Arnell, N. W., Gottschalk, L. (1994) Flow regimes in northern and western Europe: development and application of procedures for classifying flow regimes. *IAHS Publ. n°221*, pp.185-192.
- Krasovskaia, I. (1996) Sensitivity of the stability of river flow regimes to small fluctuations in temperature. *Hydrol. Sc. Journal*, 41(2), pp.251-264.
- Javelle, P., Galéa, G., Grésillon, J. M. (1998) Formulation généralisée des courbes débits-durées-fréquences en crues. Note soumise à l'Académie des Sciences.
- Lang, M. (1995) Les chroniques en hydrologie : représentations comparées des données sous bases relationnelles et orientées-objet, en vue d'une adaptation au modèle de renouvellement. Thèse UJF Grenoble, Cemagref Lyon, 296 p.
- Leblois, E., Oberlin, G. (1994) Essai de quantification de la réduction significative des écoulements disponibles vers l'aval (effet Reseda). *Compte-rendu des journées hydrologiques annuelles de l'Orstom, Montpellier*, 6 p.
- Lejeune, Y., Martin, E., Leblois, E., Valla F., Bironneau, D. (1997) Modélisation hydrométéorologique de l'aéa de crue pluvio-nivale. Rapport sous XI^{ème} CPER et Gewex-Rhône, Météo-France Grenoble, CIG Fontainebleau, Cemagref Lyon, 40 p.
- Lubès, H., Masson, J. M., Raous, P., Tapiou, M. (1994) Safarhy : logiciel de calculs statistiques et d'analyses fréquentielles, adapté à l'évaluation du risque en hydrologie Manuel de référence, Orstom, UMII Montpellier, 140 p.
- Malafosse, A. (1996) Descripteurs de la variabilité hydrologique temporelle pouvant structurer les peuplements des écosystèmes d'eau courante. Thèse ENSMPParis, CIG Fontainebleau, Cemagref Lyon, 238p.
- Maniguet, F. (1997) Tests de descripteurs de régimes hydrologiques (aspects quantitatifs). Note de travail du Conseil Scientifique du Bassin RMC, Cemagref Lyon, 33p. + ann.
- Mousavi, N. S. (1997) Composition des lois élémentaires en hydrologie : application à l'étude des régimes de crue. Thèse UJF Grenoble, Cemagref Lyon, 164p.

- Oberlin, G., Gautier, J. N., Chastan, B., Farissier, P., Givone, P. (1993) Une méthode globale pour la gestion rationnelle des zones inondables : le modèle Inondabilité du Cemagref. *Sècheresses*, vol.4, n°3, pp.171-176.
- Olivry, J. C., Bricquet, J. P., Mahé, G. (1998) Variabilité de la puissance des crues des grands cours d'eau d'Afrique intertropicale et incidence de la baisse des écoulements de base au cours des deux dernières décennies. *IAHS Publ. n°252*, pp.189-198.
- Pandey G., Lovejoy S., Schertzer D., 1998, Multifractal analysis of daily river flows including extremes for basins of five to two millions square kilometers, one days to seventy years, *Journal of Hydrology*, 208, 62-81.
- Pardé, M. (1933) *Fleuves et Rivières*. Colin éd., Paris.
- Prudhomme, C. (1995) *Modèles de synthèse des connaissances en hydrologie - Application à la régionalisation des crues en Europe alpine et méditerranéenne*. Thèse UMII, LHM Montpellier, Cemagref Lyon, 401p.
- Ribstein, P. (1998) Exemples de représentations de régimes. In *Rapport de 1^{ère} année, projet PNRH "Régimes", et séminaire des 21-22.1.99*, Cemagref, Grenoble.
- Rodier, J. (1964) *Régimes hydrologiques de l'Afrique Noire à l'Ouest du Congo*. Mémoire Orstom n°6, Orstom Paris.
- Servat, E., Patrel, J. E., Kouamé, B., Travaglio, M., Ouédraogo, M., Boyer, J. F., Lubès-Niel, H. Fritsch, J. M., Masson J. M., Marieu, B (1998) Identification, caractérisation et conséquences d'une variabilité hydrologique en Afrique de l'ouest et centrale. *IAHS publ. n°252*, pp.323-338.
- Tessier Y., Lovejoy S., Hubert P., Schertzer D., Pecknold S., 1996, Multifractal analysis and modeling of rainfall and river flows and scaling, causal transfer functions, *Journal of Geophysical Research*, 101, D21, 26427-26440.
- Weesakul, U. (1992) *Apports de la télédétection et de l'information géographique numérique à la compréhension du fonctionnement hydrologique de bassins méditerranéens*. Thèse UMII, Montpellier, Cemagref-Engref Montpellier.

VARIABILITE CLIMATIQUE ET FONCTIONNEMENT HYDROLOGIQUE D'UN GLACIER TROPICAL

CLIMATIC VARIABILITY AND HYDROLOGICAL FUNCTIONING OF A TROPICAL GLACIER

P. RIBSTEIN¹, B. POUYAUD², J.-E. SICART², P. WAGNON³, E. RAMIREZ RODRIGUEZ⁴, B. FRANCOU⁵.

¹IRD (Institut de Recherche pour le Développement, anciennement ORSTOM), UMR Sisyphe, Université Paris VI, case 123, 4, place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05, France / ²IRD, CP 9214, La Paz, Bolivia / ³LGGE, BP 96, 38402 Saint Martin d'Hères Cedex, France / ⁴IHH, CP 699, La Paz, Bolivia / ⁵IRD, Apartado postal. 17.12.857, Quito, Ecuador

ABSTRACT

The high sensibility and the short lag time response of glaciers to climate change make them relevant climatic indicators in the Tropics. Climatic signals lead to variation of the glacier mass balance calculated by the difference between the accumulation terms (precipitation) and the ablation terms (melting and sublimation). The discharge of the proglacial stream integrates most of the reaction of the glacier in response to climate variability. Here we present the main results of a research program developed since 1991 in the Andes.

This paper is based on the data obtained on Zongo Glacier, Cordillera Real of Bolivia (16°S, 68°W). The 2.1 km² glacier is part of a 3 km² basin above the main hydrometric station. The hydrological regime is analysed at different time scales and compared to the mass balance measurements and to the energetical fluxes close to the Equilibrium Line Altitude. The accumulation season, between October and March, coincides with the period of higher ablation. During this humid season, melt rates at the glacier surface lead to high discharges of the stream escaping from the glacier snout. Net all-wave radiation is the main source of energy at the glacier surface and shows strong fluctuations in relation to the highly variable albedo. An important peculiarity of tropical glaciers is the negative latent heat flux indicating strong sublimation, particularly during the dry season. The El Niño-Southern Oscillation (ENSO) events have a great influence on tropical glaciers, as shown during the last 1997-98 ENSO event. The main factor responsible for the dramatic melting of the glacier during the last ENSO warm event is the deficit of precipitation which reduces the accumulation and causes a low albedo on a large part of the glacier. Since 1973, monthly discharges from Zongo Glacier have been calculated, on the base of two daily readings at a staff gauge downstream the main hydrometric station. The established discharges from Zongo Glacier are compared to monthly discharges of the Charquini basin, similarly calculated since 1973. The Charquini basin is close to Zongo, with the same area (3 km²) and similar characteristics but less glacierized (10 % glacierized instead of 77%). During ENSO warm events, basins with a small influence of glaciers exhibit low discharges due to the deficit of precipitation. Tropical glaciers have

been retreating rapidly for some decades because of the combination of both effects, the influence of strong ENSO warm events and the well documented global warming.

1. INTRODUCTION

Les glaciers situés en zone inter-tropicale sont d'une importance mineure à l'échelle des glaces de la planète : ils représentent environ 2 800 km², soit moins de 5 % des glaciers de montagne dans le monde et à peine 0,16 % des glaces de la planète. Les proportions étant encore plus faibles si on raisonne en terme de volumes de glaces, leur disparition passerait presque inaperçue, le niveau des océans ne bougerait pratiquement pas. Même les grands lacs andoréiques recueillant leurs eaux de fonte, comme le Lac Titicaca, varieraient dans des proportions peu significatives car les facteurs qui contrôlent les niveaux à l'échelle de ces vastes bassins versants sont principalement les quantités d'eau précipitées et évaporées. Néanmoins, ces glaciers occupent une position privilégiée comme indicateurs climatiques.

En réponse au changement du climat, le glacier voit son volume et sa longueur varier. Cette variation est intégratrice du signal climatique, car elle prend en compte les précipitations solides et tous les flux d'énergie échangés entre l'atmosphère et le glacier. Elle est à haute résolution car elle traduit directement ce signal pratiquement sans perte d'information. Elle est immédiate car les méthodes de mesure, comme celles permettant d'estimer le bilan de masse du glacier, fournissent à tout moment un diagnostic de l'évolution des volumes de glace, et que ces volumes par ailleurs sont faibles. Aussi, les temps d'inertie entre l'input climatique et la réponse visible du glacier (recul du front, réduction d'épaisseur, changement de vitesse) sont réduits.

Les glaciers tropicaux sont plus sensibles que les autres glaciers à la variabilité du climat du fait de leur situation et de leur fonctionnement spécifique (Franco et al., 1995). Ils subissent les influences climatiques globales dans les zones tropicales où les échanges énergétiques entre le sol et l'atmosphère sont considérables. Ils ont une taille plus réduite que leurs homologues des autres latitudes, et répondent donc plus rapidement à tout changement climatique. Enfin, en raison de l'absence de saison froide, ces glaciers connaissent une situation favorable à la fonte dans leur partir basse pendant tous les mois de l'année (Ribstein et al., 1995).

La relation entre la variabilité climatique et son impact sur les glaciers est au centre du programme " Neiges et

Glaciers Tropicaux ” initié en 1991 dans les Andes centrales (Pouyaud et al., 1995). Les travaux ont commencé par l'équipement d'un glacier en Bolivie, le Glacier Zongo, pour les mesures des bilans glaciologique, hydrologique et d'énergie. Ils ont ensuite été étendus à d'autres glaciers de Bolivie, du Pérou et d'Equateur. Ces recherches permettent de mieux comprendre le fonctionnement des glaciers et complètent les travaux précurseurs publiés sur le Glacier Lewis au Kenya (e.g. Hastenrath, 1984, 1989) et dans la Cordillère Blanche au Pérou (Kaser et al., 1990 ; Hastenrath et Ames, 1995).

Le présent article propose une synthèse des résultats obtenus sur le régime hydrologique des torrents émissaires des glaciers tropicaux, en centrant l'analyse sur le Glacier Zongo (Bolivie) pour lequel il existe actuellement de nombreuses données précises des débits et des principales variables explicatives du régime hydrologique. Le fonctionnement hydrologique du bassin versant englacé du Zongo sera comparé à celui du bassin voisin peu englacé du Charquini pour souligner l'influence des glaciers sur les écoulements.

2. DISPOSITIF DE MESURES ET DONNÉES ACQUISES

2.1. Sites étudiés et équipements

Le Glacier Zongo (16°15'S, 68°10'O), dans la Cordillère Royale de Bolivie, possède une superficie de 2,1 km², dans un bassin de 3 km² appartenant au massif du Huayna Potosi à environ 30 km au nord de La Paz (**Figure n° 1**). La surface non couverte par le glacier principal comprend deux moraines latérales, quelques parois rocheuses (granodiorite) et deux petits glaciers supplémentaires de 0,2 km². Le bassin versant est donc actuellement englacé à 77 % et s'étend entre les altitudes de 6 000 m et 4 900 m. Il est exposé au Sud pour les parties hautes, et à l'Est pour la zone frontale.

Les premiers équipements ont été installés sur le Glacier Zongo en juillet 1991. Il s'agit des balises pour l'estimation annuelle du bilan glaciologique (aussi appelé bilan de masse), réparties sur l'ensemble de la zone d'ablation, entre le front du glacier (environ 4 900 m) et l'altitude moyenne de la ligne d'équilibre (5 250 m) qui sépare la zone d'accumulation (bilan de masse positif) et la zone d'ablation (bilan de masse négatif). L'émergence des balises est lue chaque mois. Le dispositif d'estimation du bilan de masse comprend aussi des mesures de densité pour transformer l'émergence des balises en hauteur d'eau équivalente. Dans la partie haute du glacier, des sondages pour estimer l'accumulation, associés à des mesures de densité, sont réalisés une à deux fois par an, entre 5 800 m et 5 500 m d'altitude.

Depuis 1991, les précipitations sur le bassin du Zongo sont estimées avec 5 pluviomètres totalisateurs (2 000 cm² de section, 1,0 ou 1,2 m de haut), relevés mensuellement, installés sur les moraines latérales entre 5 200 m et 4 850 m.

Ces mesures sont complétées par les données d'un pluviomètre à lecture journalière, opérationnel depuis 1970 à la Plataforma (4 770 m) proche du lac Zongo. La station hydrométrique, à 4 830 m, comprend un limnigraphe et un déversoir triangulaire, installés en 1991, pour transformer les hauteurs d'eau en débits. Deux thermographes (à 4 770 m à la Plataforma et à 5 200 m sur la moraine) permettent d'estimer une température sous abri.

Depuis 1996, une station météorologique automatique de marque Campbell fournit à l'altitude de 5 150 m, des données correctes pour estimer les différents termes du bilan d'énergie sur le glacier Zongo (Wagnon et al., 1999).

Les variables mesurées à cette station sont la température, le vent (vitesse et direction), l'humidité, les flux radiatifs incidents et réfléchis de courtes longueurs d'onde (avec deux pyranomètres inversés), la radiation nette (avec un bilanmètre) et le profil de température dans le manteau neigeux. L'humidité, le vent et la température sont mesurés à deux hauteurs, 30 cm et 180 cm au-dessus de la surface du glacier. Les capteurs de température et d'humidité de la station sont des psychromètres composés de thermocouples Cu/Cst, protégés des radiations et ventilés à l'aide d'une aspiration d'air permanente. Une visite de routine, tous les quinze jours environ, permet de réajuster la hauteur et l'horizontalité des capteurs. Lors de missions prolongées sur le terrain, des mesures directes de sublimation/condensation ont été réalisées avec un réseau d'une dizaine de lysimètres. Il s'agit de récipients en plastique, remplis de neige/glace et enfouis jusqu'au bord supérieur de façon à représenter au mieux les surfaces avoisinantes. Plusieurs fois par jour, ces récipients ont été pesés, les différences étant traduites en hauteurs d'eau équivalentes pour estimer la sublimation (perte de masse) ou la condensation (gain de masse). La **Figure n°1** présente un autre bassin versant, le Charquini, de même superficie 3 km², qui inclut un glacier de 0,3 km². Ce deuxième bassin, englacé à seulement 10 %, est exposé Nord-Ouest, entre les altitudes 5 392 m et 4 770 m.

A l'aval des deux bassins versants étudiés, des centrales hydro-électriques sont installées le long du rio Zongo. Pour gérer au mieux la ressource en eau disponible, des aménagements ont été construits, dont une lagune artificielle et un aqueduc dans la partie aval du bassin du Charquini. L'influence de ces aménagements sur les écoulements a été prise en compte pour reconstituer les débits en situation naturelle. Depuis 1973, sous la responsabilité de la COBEE (Compagnie Bolivienne d'Electricité) gestionnaire des centrales hydro-électriques, des mesures de hauteurs d'eau ont été réalisées, deux fois par jour (7 h et 15 h), à l'exutoire des bassins du Zongo et du Charquini.

Un limnigraphe a été installé en 1995 à l'exutoire du bassin du Charquini, à l'emplacement où sont mesurées les hauteurs d'eau depuis 1973.

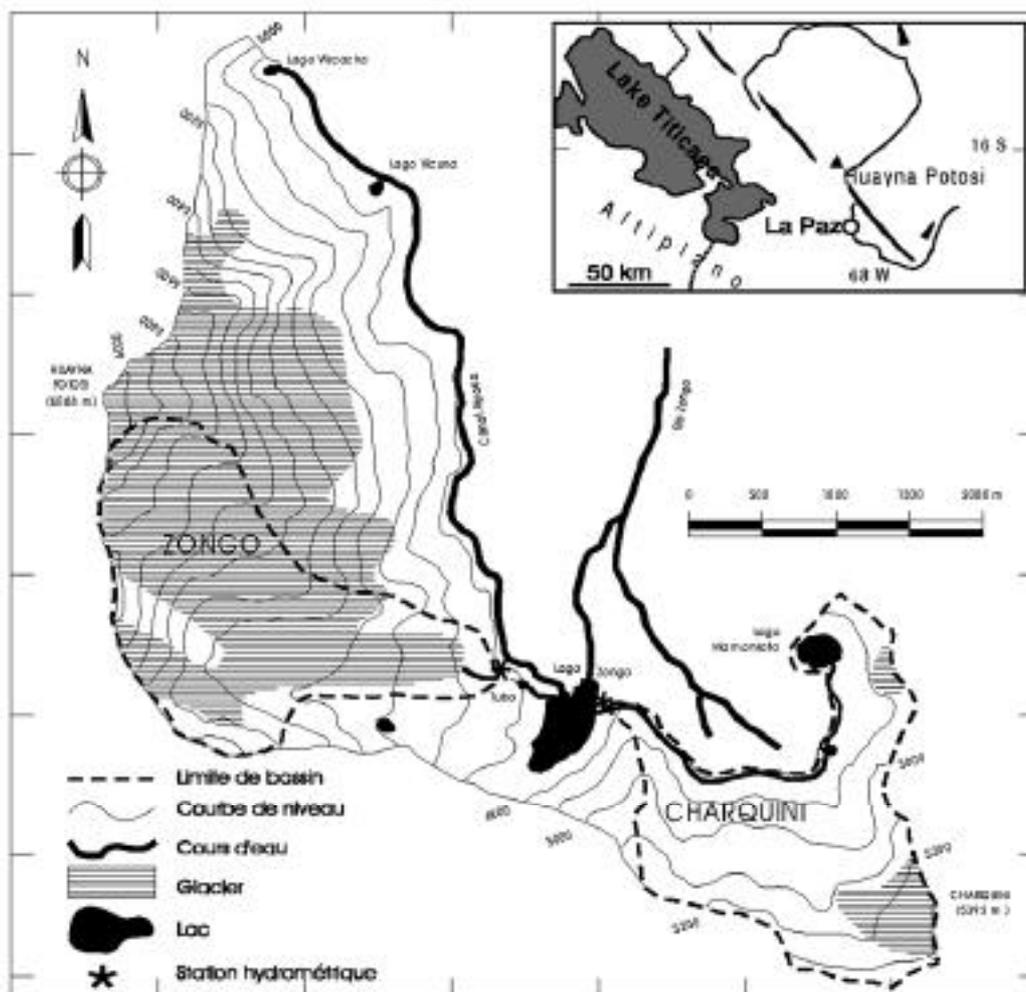


Fig. n°1 : carte de situation des bassins versants Zongo et Charquini

2.2. Données disponibles

Sur le bassin versant du Zongo, l'ensemble du dispositif de mesures permet de comparer le bilan glaciologique (intégration du bilan de masse lu avec les balises et des mesures d'accumulation dans les parties hautes), le bilan hydrologique (différence entre les précipitations et les écoulements à l'exutoire) et le bilan énergétique (calcul de l'énergie disponible localement pour la fonte).

Dans la région d'étude, l'année hydrologique est définie du 1^{er} septembre d'une année au 31 août de l'année suivante. Pour le bassin versant du Zongo, sept années hydrologiques sont disponibles pour comparer le bilan hydrologique et le bilan glaciologique. En intégrant sur la surface du glacier le bilan ponctuel lu à partir des balises et les mesures d'accumulation en altitude, on obtient un bilan net spécifique (accumulation – ablation) du glacier Zongo qu'il est possible d'interpréter au niveau annuel. Pour comparer bilan glaciologique et bilan hydrologique, il faut diminuer les écoulements liquides, mesurés à l'exutoire, des volumes provenant des parties non englacées du

bassin. Pour ce faire, le coefficient de ruissellement hors glacier a été estimé constant et égal à 0,8 (Franco et al., 1995). Compte tenu de l'importance des surfaces englacées (77 % du bassin), cette estimation du coefficient de ruissellement hors glacier ne conduit pas à une trop forte erreur sur le volume de fusion des glaces estimé par le bilan hydrologique.

Le bilan d'énergie, mesuré durant deux années hydrologiques complètes de septembre 1996 à août 1998, permet de calculer le flux énergétique disponible en surface pour la fonte à partir de l'équation suivante :

$$R_n + H + LE + Q_p + Q_m = 0 \quad (1)$$

Avec R_n , radiation nette toutes longueurs d'onde confondues, H , flux de chaleur sensible, LE , flux de chaleur latente, Q_p , flux apporté par les précipitations et Q_m , énergie disponible pour la fusion (Wagnon et al., sous presse). Par convention, les flux sont considérés positifs lorsqu'ils sont dirigés vers la surface (apports) et négatifs

lorsqu'il s'agit de pertes de la surface. Il s'agit d'un glacier tempéré proche de 0°C sur toute la profondeur et le flux provenant des couches inférieures est nul. Comme les précipitations sont toujours sous forme de neige et de faible intensité dans la zone de la ligne d'équilibre, le terme Q_p reste négligeable par rapport aux autres termes de l'équation 1. La radiation nette R_n est mesurée directement par le bilanmètre, les flux turbulents, H et LE , sont calculés à l'aide de la méthode des profils de température, d'humidité et de vent. La méthode des profils, déduite de la théorie de similitude de Monin-Obukhov (Brutsaert, 1982), a été calée et validée à l'aide des mesures directes de chaleur latente (sublimation/condensation) obtenues par les lysimètres.

Pour les bassins du Zongo et du Charquini, les deux hauteurs d'eau journalières des émissaires, mesurées depuis 1973, ont été transformées en débit après détermination de la courbe de tarage. Les deux débits instantanés ainsi obtenus correspondent, pour un bassin englacé comme le Zongo, à un débit proche du minimum pour la valeur à 7 h du matin, et à un débit proche du maximum pour celle à 15 h. Les débits journaliers obtenus au limnigraphe (depuis 1991 au Zongo et depuis 1995 au Charquini) ont ensuite été corrélés aux débits instantanés reconstitués pour chaque bassin. Les coefficients de corrélation au niveau journalier sont supérieurs à 0,79 pour le Zongo et à 0,91 pour le Charquini, permettant ainsi de reconstituer de manière fiable les débits mensuels des deux bassins depuis 1973.

3. RÉSULTATS ET DISCUSSION

3.1. Bilan net spécifique

La variation de masse du glacier dans son ensemble est estimée (**Table n°1**) par le bilan net spécifique et par la variation d'altitude de la ligne d'équilibre (ELA pour "Equilibrium Line Altitude"). Pour les sept années étudiées, deux possèdent un bilan spécifique excédentaire, une est équilibrée et les autres sont déficitaires. La proportion de la superficie de la zone d'accumulation par rapport à la surface totale varie de 37 % en 1997-98 pour une ligne d'équilibre à 5 525 m jusqu'à 89 % en 1992-93 pour une ligne d'équilibre à 5 050 m. La tendance est au déficit avec un bilan spécifique moyen de - 430 mm d'équivalent en eau par an, pour toute la période.

3.2. Régime hydraulique

A cette latitude de 16°S, le cycle climatique annuel est principalement rythmé par les précipitations : environ 83 % des précipitations tombent en saison humide, entre les mois d'octobre et de mars, au pluviomètre de la Plata-

	91-2	92-3	93-4	94-5	95-6	96-7	97-8
Bn	-900	+516	-88	-703	-675	+797	-1961
ELA	5500	5050	5250	5450	5425	5075	5525

Table n°1 : Bilan net spécifique Bn (en mm d'eau) et altitude de la ligne d'équilibre ELA (en m.s.n.m.).

forma, proche du Lac Zongo, à 4 770 m d'altitude. La pluie moyenne annuelle à cette station est de 836 mm pour la période 73-98.

Les pluviomètres totalisateurs installés sur les moraines du Zongo sont supposés représenter l'accumulation reçue par le glacier, ce qui est approximativement confirmé par les comparaisons avec les quelques sondages effectués dans le manteau neige-glace pour déterminer l'accumulation. Ces données des totalisateurs sont assez bien corrélées aux valeurs mensuelles observées au pluviomètre de la Plataforma, avec cependant une sous-estimation systématique d'environ 20 % à la Plataforma. En conséquence, les précipitations mesurées à la Plataforma seront majorées de 20 % pour représenter les précipitations moyennes sur tout le bassin versant du Zongo (Ribstein et al., 1995).

Pour la période 1973-98, la moyenne interannuelle des précipitations sur le bassin du Zongo est de 1 000 mm (Plataforma + 20 %). Pour la même période, le module du torrent émissaire du Zongo est de 1 580 mm. Le constat du recul dramatique des glaciers tropicaux apparaît aussi dans ce bilan hydrologique d'un bassin englacé avec un déficit, sans tenir compte de la sublimation/évaporation, de plus de 500 mm par an durant 25 ans (1973 à 1998).

La **Figure n°2** compare les précipitations à la Plataforma aux débits du torrent émissaire du Zongo. Cette figure illustre une caractéristique importante qui semble commune à tous les glaciers tropicaux de l'hémisphère sud (Kaser et al., 1996) : la période de plus fort écoulement (ablation la plus forte) correspond à la saison humide (accumulation sur le glacier). Les écoulements à l'aval du Glacier Zongo présentent une saisonnalité marquée avec plus de 72 % des écoulements durant la saison humide, entre octobre et mars. La saisonnalité plus faible des débits (72 %) par rapport à celle des précipitations (83 %) montre le caractère régulateur des glaciers. Les écoulements issus des bassins versants englacés soutiennent les étiages lors de la saison sèche dans les vallées andines.

La saison humide est aussi la saison la plus chaude mais les caractéristiques de température présentent une faible saisonnalité : pour la période de 1943 à 1998 à la station de El Alto, aéroport de La Paz (16°30'S, 4 071 m), la température moyenne de saison humide (octobre-mars) est de 8,7°C, alors qu'elle n'est que de 6,7°C en saison sèche. La température moyenne mensuelle la plus forte est en janvier avec 9,4 °C, et la plus faible en juillet avec 5,6°C. L'amplitude journalière, différence entre la température minimum et maximum à l'intérieur de la journée, est supérieure en moyenne à 8°C à la station El Alto.

En valeurs journalières, les corrélations sont faibles entre les débits et les variables météorologiques prises séparément. La saisonnalité marquée des débits ne s'explique ni par le faible rythme saisonnier des températures, ni par la radiation nette qui ne présente aucun rythme marqué sur le glacier. Il faut estimer les différents termes du bilan énergétique pour expliquer la variabilité observée des débits du torrent émissaire du Zongo.

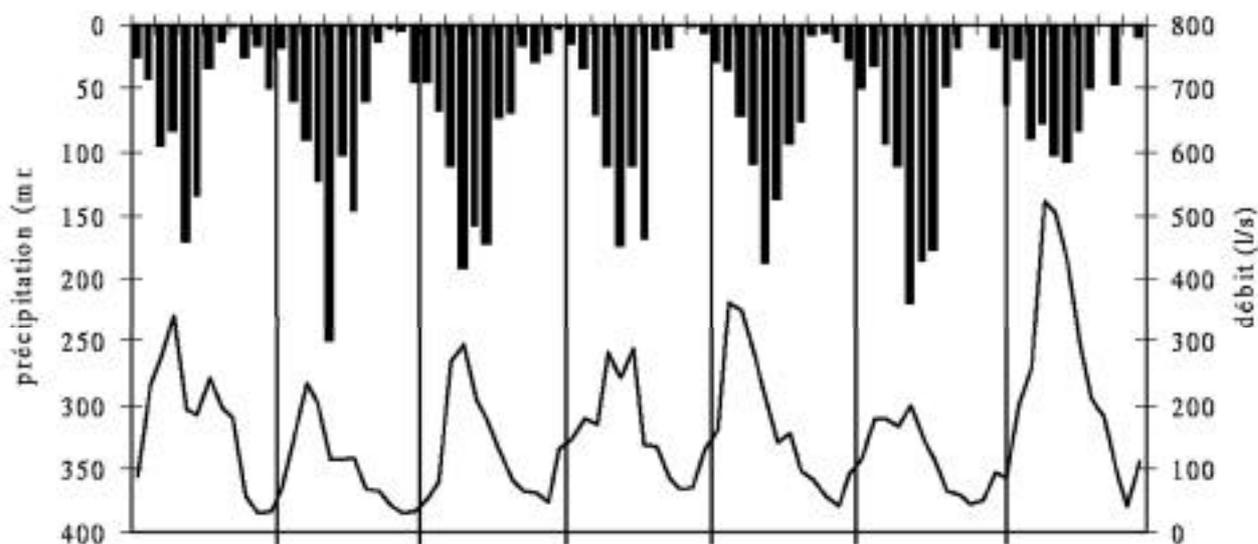


Fig. n°2 : Précipitations mensuelles à la Plataforma (4 770 m) et débits mensuels du bassin du Zongo.

3.3. Bilan d'énergie locale et sublimation

Le bilan d'énergie a été calculé pour deux années hydrologiques, septembre 1996 - août 1997 et septembre 1997 - août 1998. La **Table n°2**, qui correspond à l'équation 1, présente les valeurs annuelles du bilan énergétique local, calculé à partir des données de la station météorologique automatique installée à 5 150 m sur le Glacier Zongo. Comme pour tous les glaciers dans le monde, la radiation nette R_n joue un rôle prépondérant dans le bilan d'énergie.

La spécificité des glaciers tropicaux apparaît avec les valeurs de flux turbulents. Le flux de chaleur sensible H , positif toute l'année, est faible comparé au flux de chaleur latente LE . Alors que, dans les Alpes, le flux de chaleur sensible explique entre 20 et 50 % de la fusion en période d'ablation, au Glacier Zongo il explique à peine quelques pour cents (Wagnon et al., 1999). Le flux de chaleur latente LE est négatif tous les mois observés, avec surtout des fortes valeurs en saison sèche. Cela correspond à une sublimation beaucoup plus importante que pour les glaciers des zones tempérées. L'analyse du bilan d'énergie local permet de comprendre les variations de débits, qu'il s'agisse du rythme saisonnier expliqué dans le paragraphe suivant ou de la variabilité interannuelle analysée par comparaison des valeurs en 1996-97 et en 1997-98 dans le chapitre sur le phénomène El Niño.

Le flux de chaleur latente varie fortement d'une saison à l'autre et explique la forte variation saisonnière des

	R_n	LE	H	Q_M
96-97	15,8	-18,1	6,1	-3,8
97-98	48,7	-11,6	9,8	-46,9

Table n°2 : Bilan énergétique local, à 5 150 m, sur le Glacier Zongo en 1996-97 et 1997-98 (valeurs en $W m^{-2}$).

débits. Pendant la saison sèche, l'apport d'énergie à la surface du glacier, sous forme de radiation nette et chaleur sensible, est en majorité consommé par la forte sublimation déterminée par les gradients importants d'humidité spécifique dans la couche limite de surface. L'énergie disponible pour la fusion est limitée et les débits du torrent émissaire sont faibles en saison sèche. Les pénitents grandissent en surface du glacier, preuve de la sublimation intense.

A l'opposé, en saison humide, les gradients verticaux d'humidité spécifique sont plus faibles, ce qui limite nettement la sublimation. En conséquence, l'énergie disponible en surface du glacier sert presque exclusivement à fondre la neige/glace et le débit du torrent émissaire est élevé, alors que la quantité d'énergie qui arrive en surface du glacier est à peu près la même que le reste de l'année. L'humidité spécifique est un paramètre clé pour expliquer les régimes hydrologiques du torrent émissaire car elle est responsable du partage de l'énergie entre la fusion et la sublimation (Wagnon et al., sous presse).

Comme la chaleur latente de sublimation L_s est 8,5 fois plus grande que la chaleur latente de fusion L_f ($L_s = 2,834 \cdot 10^6 J kg^{-1}$ et $L_f = 0,334 \cdot 10^6 J kg^{-1}$), la sublimation met en œuvre des quantités d'énergie importantes, alors qu'en terme de masse, c'est une quantité bien plus faible que la fusion. En 1996-97, la sublimation a été de 202 mm ($LE = -18,1 W m^{-2}$) pour une fusion locale à 5 150 m de 360 mm ($Q_M = -3,8 W m^{-2}$), alors qu'en 1997-98 elle a été de 129 mm ($LE = -11,6 W m^{-2}$) pour une fusion locale à 5 150 m de 4 431 mm ($Q_M = -46,9 W m^{-2}$).

3.4. Fonte des glaciers et El Niño

La fusion en surface du glacier est principalement contrôlée par les échanges radiatifs. Le bilan radiatif de grandes longueurs d'onde reste toujours négatif et la source principale d'énergie en surface correspond au bilan

radiatif de courtes longueurs d'onde. Comme la radiation solaire incidente est peu variable en fonction des saisons ou des années, l'albédo (rapport entre la radiation réfléchie et la radiation incidente de courtes longueurs d'onde) est le paramètre clé qui détermine la période de fusion et la quantité de solide qui change d'état d'une année à l'autre.

Les deux années d'étude du bilan d'énergie sont très contrastées du point de vue hydrologique (**Figure n°3**). En 1996-97, la précipitation moyenne sur le bassin du Zongo a été de 1 140 mm, pour un écoulement annuel de 1 280 mm. En 1997-98, la précipitation a été plus faible, 790 mm, mais l'écoulement a été le double de l'année précédente, 2 570 mm. La deuxième année d'étude se caractérise par une diminution des précipitations de l'ordre de 30 %, mais aussi par une augmentation de la température moyenne de l'air en saison humide, supérieure de 1,4°C à celle de l'année précédente.

Le contraste hydrologique des deux années est à rapprocher de conditions climatiques particulières : l'année 1996-97 correspondait à un faible événement La Niña alors que l'année 1997-98 a connu un des plus forts événements El Niño du siècle. Le phénomène El Niño, dont l'origine se situe dans l'Océan Pacifique, est caractérisé dans les Andes de Bolivie par une diminution notable des précipitations et une légère augmentation des températures de l'air (Thompson et al., 1984 ; Vuille, sous presse ; Wagnon et al., soumis).

En terme de masse, la fusion locale à 5 150 m (voir chapitre précédent) a été beaucoup plus importante en 1997-98 qu'en 1996-97. Cet accroissement provient de l'augmentation de la radiation nette (**Table n°2**) qui s'explique en grande partie par l'évolution de l'albédo. A cause des précipitations moins abondantes et plus espacées dans le temps en 1997-98, le manteau neigeux de la saison humide, moins épais, a disparu plus vite, laissant apparaître la surface d'ablation du glacier, d'albédo faible.

Par rapport à l'année 1996-97, la glace a affleuré plus souvent et plus haut en altitude dans l'année 1997-98 au

cours de laquelle la ligne d'équilibre était à 5 525 m, au lieu de 5 075 m en 1996-97 (**Table n°1**). La **Figure n°4** présente les valeurs journalières d'albédo et de précipitations. Sous les Tropiques, la métamorphose de la neige est très rapide et une précipitation neigeuse, d'albédo supérieur à 0,8, évolue en quelques jours en neige transformée ou névé d'albédo inférieur à 0,4.

Depuis le début du programme " Neiges et Glaciers Tropicaux " en 1991, deux événements El Niño importants ont été observés, en 1991-92 et en 1997-98, qui correspondent à deux années hydrologiques avec de très forts écoulements mesurés à l'exutoire du bassin du Zongo.

L'impact des événements El Niño sur le bilan de masse du glacier est d'autant plus sensible que les perturbations climatiques qu'ils entraînent se font surtout ressentir en saison humide. En effet, ablation forte et accumulation apparaissant simultanément durant cette saison d'octobre à mars, des perturbations des paramètres climatiques, même modérées, peuvent avoir des conséquences très importantes sur les bilans du glacier.

3.5. Influence des glaciers sur les débits

Ce paragraphe est basé sur la comparaison des écoulements du Zongo et du Charquini, ces deux bassins présentant des conditions différentes d'englacement (respectivement 77 % et 10 % de glaciers). Les débits ont été reconstitués depuis 1973, sur une période de 25 ans sans lacune (**Figure n°5**). Pour la période 1973-1998, l'écoulement moyen annuel est de 978 mm ($93,0 \text{ l s}^{-1}$) au Charquini, bien plus faible qu'au Zongo avec 1 580 mm ($150,2 \text{ l s}^{-1}$).

Le comportement hydrologique des deux bassins est étudié en rapport avec l'influence du phénomène El Niño, à l'origine de la variabilité climatique la plus importante après les variations saisonnières. L'Indice d'Oscillation Sud (IOS) est un indicateur très utilisé pour caractériser le phénomène El Niño. Il est calculé au niveau mensuel par la différence, en valeurs centrées réduites, des pressions à Tahiti et à Darwin (Australie). L'occurrence du phénomène El Niño, ou événement ENSO (El Niño-Sou-

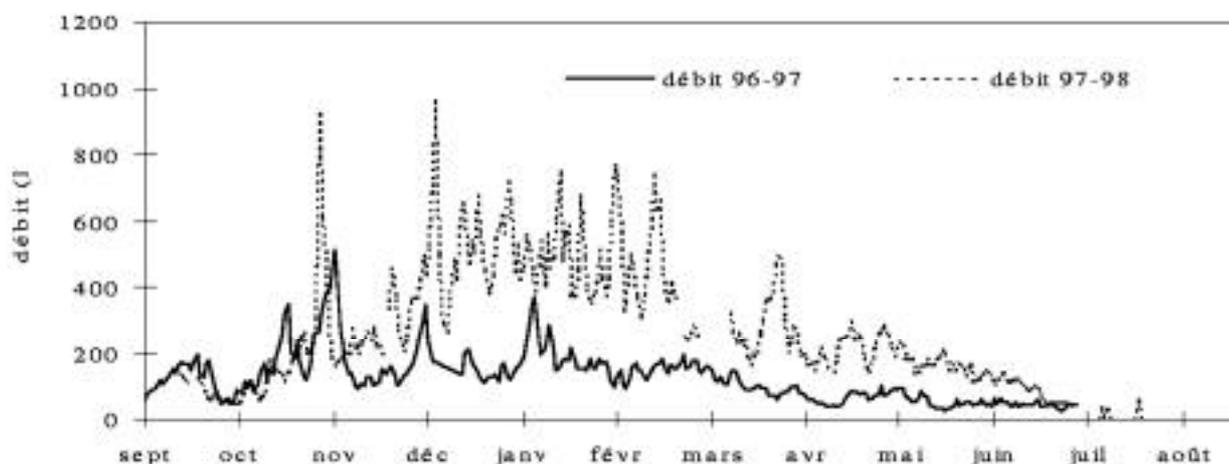


Fig. n°3 : Débits journaliers du bassin du Zongo en 1996-97 et 1997-98.

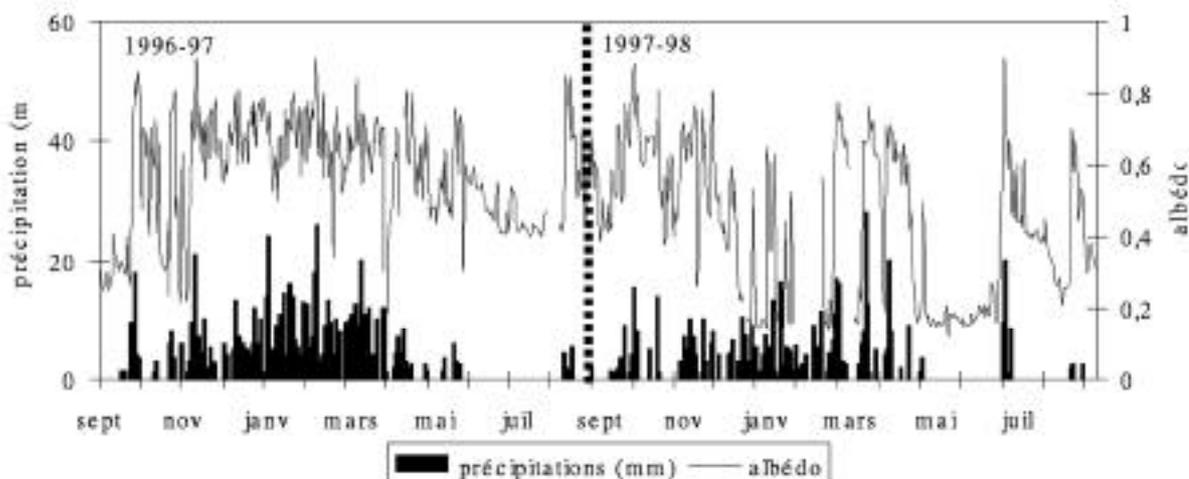


Fig. n°4 : Précipitations et albédo sur le Glacier Zongo.

thern Oscillation), se traduit par des valeurs significativement négatives de cet indice. Sur la **Figure n°5**, avec les débits du Zongo et du Charquini, sont reportées les valeurs de l'Indice d'Oscillation Sud. Les trois séries de données sont des moyennes mobiles sur 12 mois pour lisser la saisonnalité des écoulements. Différentes définitions du phénomène El Niño existent et nous avons choisi celle de Trenberth (1997), basée sur une anomalie positive, supérieure à 0,4°C pendant au moins 6 mois, des températures de surface de la mer dans la zone Niño 3.4. Les périodes avec El Niño, ainsi déterminées par la définition de Trenberth (1997), sont indiquées par une double flèche sur la **Figure n°5**.

Dans les Andes tropicales, la fonte des glaciers est accrue lors des phénomènes El Niño, comme le montrent les débits du Zongo sur la **Figure n°5**. Depuis 1973, les deux plus importants événements El Niño, en 1982-83 et 1997-98, présentent les plus forts débits de la série. En 1982-83, la précipitation moyenne du bassin a été de 629 mm (Plataforma + 20 %) et l'écoulement annuel estimé pour le Zongo de 2 370 mm, nettement plus faible qu'en 1997-98 (pluie de 790 mm, écoulement de 2 570 mm).

Pour le bassin du Charquini, les débits sont faibles durant les événements El Niño. Les écoulements ont été de 746 mm ($71,0 \text{ l s}^{-1}$) en 1982-83, le plus faible écoulement depuis 1973, et de 948 mm ($90,2 \text{ l s}^{-1}$) en 1997-98. C'est le déficit de précipitations lors des événements El Niño qui explique les faibles écoulements des bassins versants "pluviaux", possédant peu de glaciers, comme le Charquini.

Les comportements hydrologiques des bassins Zongo et Charquini ont été nettement opposés lors des événements El Niño très marqués de 1982-83 et 1997-98. Cependant, la différence de comportement hydrologique est moins nette lors des événements El Niño plus faibles de la période 1973-98, par exemple en 1976-77, 1979-80, 1986-87, 1991-94.

Les écoulements du bassin du Charquini présentent une décroissance significative depuis 1973. Une analyse des informations disponibles, cartes, photographies

aériennes et images satellites, montre que le glacier du Charquini a significativement reculé au cours des dernières décennies. En 1975, l'englacement a été estimé à 15 % de la surface du bassin alors qu'il est de 10 % actuellement.

En généralisant les observations faites pour les bassins du Zongo et du Charquini, les torrents émissaires des bassins versants avec glaciers présentent des débits de fonte importants liés au recul accéléré des glaciers sous les Tropiques. A l'opposé, les bassins andins possédant une faible couverture glaciaire offrent plutôt une diminution des écoulements qui pourrait être expliquée par la diminution de la contribution glaciaire aux écoulements du fait du recul accéléré des glaciers depuis les années 1980.

CONCLUSION ET PERSPECTIVES

Dans le cadre du programme " Neiges et Glaciers Tropicaux " (NGT), des résultats nombreux et originaux ont été obtenus qui améliorent la compréhension de la relation entre la variabilité climatique et le comportement hydrologique des glaciers tropicaux.

A partir de l'exemple du Glacier Zongo en Bolivie, les trois bilans, en terme d'hydrologie, de glaciologie et d'énergie, confirment le recul accéléré des glaciers tropicaux depuis le début des années 1980. Pour l'hydrologie, le recul des glaciers se traduit par des écoulements, bien supérieurs aux précipitations, qui s'expliquent par la fusion des glaces. L'importance hydrologique du recul des glaciers apparaît ainsi dans les débits du torrent émissaire du Zongo, plus importants que ceux du Charquini moins englacé, alors que les superficies des deux bassins sont comparables.

Les efforts des équipes qui travaillent sur le programme " Neiges et Glaciers Tropicaux " portent maintenant sur la comparaison des trois bilans du Glacier Zongo. Cet objectif passe par une amélioration des mesures d'accumulation sur le glacier, en particulier dans les zones

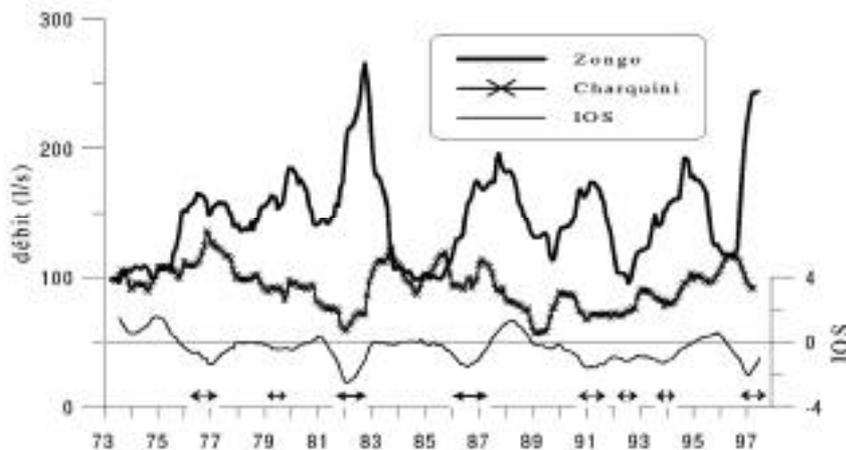


Fig. n°5 : Débits mensuels des bassins Zongo et Charquini et Indice d'Oscillation Sud (IOS). Les données sont des moyennes mobiles sur 12 mois. Les doubles flèches, au-dessus de l'axe des abscisses, correspondent aux événements El Niño suivant la définition de Trenberth (1997).

hautes du Zongo, et par une précision des bilans de masse dans les zones de crevasses et de séracs. Le bilan local d'énergie ayant permis une première explication de la saisonnalité et de la variabilité interannuelle des écoulements, il sera important de spatialiser les résultats obtenus pour les comparer au bilan hydrologique. A cet effet, l'accent doit être mis sur le bilan énergétique dans la zone d'ablation qui présente les variations les plus rapides de l'albédo, paramètre essentiel des processus physiques à l'origine des écoulements. Par ailleurs, la représentativité régionale du Glacier Zongo doit être évaluée en comparant les résultats obtenus avec ceux d'autres glaciers andins actuellement observés dans le cadre du programme " Neiges et Glaciers Tropicaux ".

Les enregistrements de la variabilité climatique dans les carottes de glace semblent indiquer que le recul actuel des glaciers tropicaux est sans précédent depuis au moins 2 000-3 000 ans (Thompson et al., 1995). Cette fonte accélérée des glaces concorde avec l'augmentation à long terme des températures de surface des mers tropicales, et avec l'accroissement des températures de l'air mesurées aux stations d'altitude (Diaz et Graham, 1996). Par ailleurs, ces changements récents de température s'accompagnent d'une augmentation de l'humidité spécifique dans la basse troposphère (Hastenrath et Kruss, 1992). Ce n'est donc pas seulement l'accroissement des températures qui explique la fusion accélérée des glaces dans les dernières décennies mais aussi l'augmentation de l'humidité spécifique qui, en diminuant les valeurs du flux de chaleur latente LE, accroît l'énergie disponible pour la fusion. Cette variation de la température et de l'humidité, liée au changement global du climat, s'ajoute à l'impact des phénomènes El Niño pour expliquer la fonte des glaces. La poursuite des études dans les Andes devrait permettre de mieux comprendre la part de chaque terme

dans le recul actuel des glaciers et aussi améliorer les reconstitutions du climat passé à partir de carottes extraites des glaces tropicales (e.g. Thompson et al., 1998).

RÉFÉRENCES

- Brutsaert, W., *Evaporation into the atmosphere*, 299 pp., D. Reidel, Kluwer Academic Publishers, 1982.
- Diaz, H. F., and N.E. Graham, Recent changes in tropical freezing heights and the role of sea surface temperature. *Nature*, 383, 152-155 (1996).
- Franco, B., P. Ribstein, R. Saravia, and E. Tiriau, Monthly balance and water discharge of an inter-tropical glacier: Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, 16°S, *J. Glaciol.*, 41, 61-67, 1995.
- Hastenrath, S., *The glaciers of Equatorial East Africa*, 353 pp., D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, 1984.
- Hastenrath, S., Ice flow and mass changes of Lewis Glacier, Mount Kenya, East Africa: observations 1974-86, modelling and predictions to the year 2000 A.D., *J. Glaciol.*, 35, 325-332, 1989.
- Hastenrath, S., and P.D. Kruss, The dramatic retreat of Mount Kenya's glaciers between 1963 and 1987: Greenhouse forcing, *Ann. Glaciol.*, 16, 127-133, 1992.
- Hastenrath, S., and A. Ames, Diagnosing the imbalance of Yana-marey Glacier in the Cordillera Blanca of Peru, *J. Geophys. Res.*, 100, 5105-5112, 1995.
- Kaser, G., A. Ames, and M. Zamora, Glacier fluctuation and climate in the Cordillera Blanca, Peru, *Ann. Glaciol.*, 14, 136-140, 1990.
- Kaser, G., S. Hastenrath, and A. Ames, Mass balance profiles on tropical glaciers. *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.*, 32, 75-81, 1996.
- Pouyaud, B., B. Franco, and P. Ribstein, Un réseau d'observation des glaciers dans les Andes tropicales. *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines*, 24(3), 701-714, 1995.

- Ribstein, P., E. Tiriou, B. Francou, and R. Saravia, Tropical climate and glacier hydrology: a case study in Bolivia, *J. Hydrol.*, 165, 221-234, 1995.
- Thompson, L.G., E. Mosley-Thompson, and B.J. Arnao, El Niño – Southern Oscillation events recorded in the stratigraphy of the tropical Quelccaya Ice Cap, Peru, *Science*, 226, 50-53, 1984
- Thompson, L. G., E. Mosley-Thompson, M.E. Davis, P.-Lin, K.A. Henderson, J. Cole-Dai, J.F. Bolzan and K.-b. Liu, Late glacial stage and Holocene tropical ice core records from Huascarán, Peru. *Science* 269, 46-50, 1995.
- Thompson, L. G., M.E. Davis, E. Mosley-Thompson, T.A. Sowers, K.A. Henderson, V.S. Zagorodnov, P.-N. Lin, V.N. Mikhailenko, R.K. Campen, J.F. Bolzan, J. Cole-Dai and B. Francou, A25,000-year tropical climate history from bolivian ice cores. *Science*, 282, 1858-1864, 1998.
- Trenberth, K., The definition of El Niño, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 2771-2777, 1997.
- Vuille, M., Atmospheric circulation over the Bolivian Altiplano during dry and wet periods and extreme phases of the Southern Oscillation, *Int. J. Climat.*, sous presse, 1999.
- Wagnon, P., P. Ribstein, B. Francou, and B. Pouyaud, Annual cycle of energy balance of Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia. *J. Geophys. Res.*, 104, D4, 3907-3924, 1999.
- Wagnon, P., P. Ribstein, G. Kaser and P. Berton, Energy balance and runoff seasonality of a bolivian glacier. *Global and Planetary Change*, sous presse, 1999.
- Wagnon, P., P. Ribstein, B. Francou, and J.E. Sicart, The influence of the 1997-98 El Niño warm event on tropical glaciers, *Science*, soumis, 1999.

SECTION 7 : SCIENCES PHYSIQUES DE L'OCÉAN
BRANCHE FRANÇAISE DE L'ASSOCIATION INTERNATIONALE
DES SCIENCES PHYSIQUES DE L'OCÉAN

ABSTRACT

In situ and satellite observations, as well as numerical models, show that the inflowing Atlantic water into the Western Mediterranean Sea separates into two branches at the Sicily Strait: one is going into the Eastern Mediterranean, the other into the Tyrrhenian Sea. The inflowing branch in the strait may split itself into a Tunisian branch and a Sicilian branch.

A theoretical study shows that this branching are due to the topography of the sill. A high resolution model (3.7 x 4 km, 31 levels in the vertical) of the Sicily Strait region allows this process to be studied in a real configuration. Several sensitivity experiments show that the topography constraint is the essential mechanism explaining the set of possible paths of the Modified Atlantic Water.

1. INTRODUCTION

La mer Méditerranée est un bassin de concentration dont les eaux sont plus denses que celles de l'océan Atlantique. Il s'en suit une circulation thermohaline où les eaux Atlantiques de surface qui sont chaudes et peu salées pénètrent dans la Méditerranée par le détroit de Gibraltar tandis que les eaux Méditerranéennes profondes qui sont salées et froides sortent dans l'océan Atlantique. Les eaux Atlantiques longent la côte Algérienne formant par mélange l'eau Atlantique Modifiée (MAW, Millot, 1987), puis se divisent en deux branches au niveau du détroit de Sicile : environ deux tiers des eaux passent à travers le détroit et continuent leur progression dans la Méditerranée Orientale tandis qu'un tiers des eaux contourne le détroit et pénètre dans la mer Tyrrhénienne, contribuant ainsi former la circulation cyclonique de la Méditerranée Occidentale (Bethoux, 1980). Il semble d'après des mesures récentes que l'on observe aussi la présence d'eau Atlantique le long de la cote Sud de la Sicile (Astraldi et al., 1996).

En profondeur, l'eau Levantine Intermédiaire formée dans le bassin Oriental pénètre dans le bassin Occidental en suivant la côte Nord de la Sicile.

Une première étude réalisée à l'aide d'un modèle analytique simplifié et d'un modèle numérique dans une configuration académique (Herbaut et al., 1998) a permis de montrer que la séparation du courant est due à un effet topographique au niveau du seuil : moins le seuil est profond, plus la séparation est intense.

L'objet de cette étude est de préciser les schémas de circulation dans le détroit de Sicile dans une configuration réaliste, de comprendre les mécanismes qui en sont responsables et de comparer les résultats des simulations

numériques aux observations d'Astraldi et al. (1996). Pour cela, nous avons réalisé une série d'expériences numériques.

2. LES MODÈLES NUMÉRIQUES

L'étude de Herbaut et al. (1996) a montré que le mécanisme de la séparation met en jeu des ondes doubles de Kelvin barotrope et barocline qui se propagent en étant piégées le long du seuil et permettant ainsi à la circulation de traverser le seuil d'une rive à l'autre. Nous avons donc réalisé une série d'expériences numériques permettant aux ondes doubles de Kelvin d'être représentées avec une bonne précision.

Le modèle est un modèle à niveau avec un toit rigide filtrant les ondes de gravité barotrope. La discrétisation horizontale est faite selon un schéma de type Arakawa C. La grille horizontale est de $1/24^\circ$ en longitude et de $1/30^\circ$ en latitude (3,7 km X 4 km). La coordonnée verticale est de type z et la pression est hydrostatique. On utilise 31 niveaux sur la verticale allant de 6 m près de la surface à 300 m au fond.

Les coordonnées géographiques de la zone étudiée vont de 7° E à 16° E et de 35° N à 40° N. Le pas de temps est de 432 s.

Dans toutes ces expériences, le courant Algérien est initialisé par un front de Kelvin qui est engendré à l'ouest du modèle selon les procédures de Speich et al., (1996) et de Herbaut et al., (1998). A l'est du détroit, la circulation est évacuée par une zone éponge.

Dans la première série d'expériences, le trait de côte est réaliste, le fond est plat sauf au niveau du seuil dont la profondeur est variable sans accidents topographiques. Dans cette première série d'expérience, nous utilisons un fluide bi-couche.

Dans la deuxième série d'expérience, nous utilisons une topographie et une stratification réaliste.

Les expériences numériques ont été réalisées avec le modèle aux équations primitives OPA7 (Andrich et al., 1988 ; Madec et al., 1991 a, b).

3. EXPÉRIENCES AVEC TOPOGRAPHIE ET STRATIFICATION SCHÉMATIQUES

Le fluide est un bi-couche dont la couche profonde à une épaisseur de 850 m, la couche de surface une épaisseur de 150 m. On réalise 4 expériences type :

3.1. Profondeur constante partout égale à 1000 m.

Durant la phase transitoire puis pendant la phase d'équilibre, le courant reste collé le long de la côte Africaine. Aucune séparation n'est observée. Au bout d'une vingtaine de jours le courant présente des instabilités qui vont jusqu'à la formation de tourbillons (**Figure 1**).

3.2. Profondeur constante égale à 1 000 m et seuil à 400 m.

La réponse est quasi identique à la précédente.

3.3. Profondeur constante égale à 1 000 m et seuil à 200 m.

Le courant se sépare en deux branches bien distinctes (**Figure 2**) au niveau du seuil Ouest du détroit.

3.4. Profondeur constante égale à 1 000 m et seuil à 200 m.

Dans ce dernier cas, on ajoute au Nord-Est du détroit, dans la mer Ionienne, une masse d'eau plus dense que celle de surface mais moins dense que l'eau profonde. Il y a propagation le long du seuil Est d'une onde Kelvin à laquelle est liée un courant SW-NE qui finit par longer la cote Sud de la Sicile (**Figure 3**). Ce courant rencontre le courant d'eau Atlantique longeant la côte tunisienne et peut expliquer la présence d'eau Atlantique près des côtes de Sicile comme cela est souvent observé in-situ (Astraldi et al., 1996).

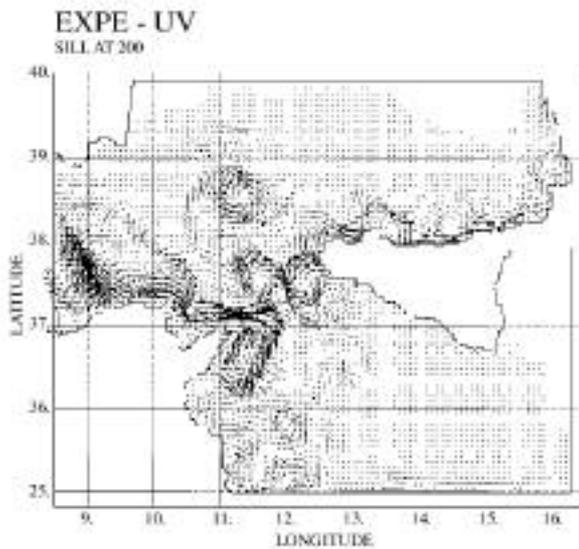


Fig. n°2 : Expérience avec seuil à 200 m : champs de vitesse en surface.

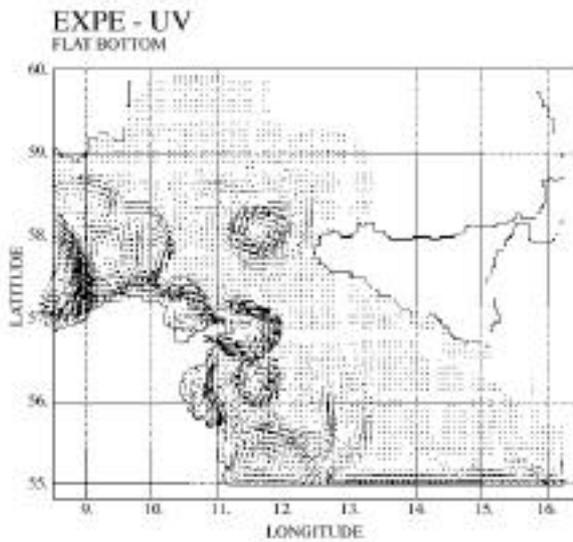


Fig. n°1 : Expérience à fond constant : champs de vitesse en surface.

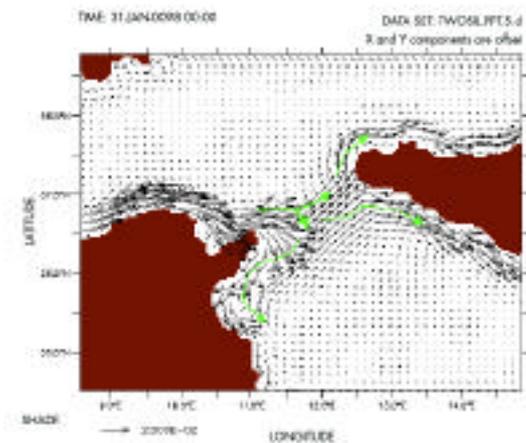


Fig. n°3 : Expérience avec seuil à 200 m et fond à 500 m dans le bassin de Malte : champs de vitesse en surface.

Toutes ces expériences sont en parfait accord avec les développements théoriques de Herbaut et al. (1998) et montrent que la circulation dans le canal de Sicile peut être expliquée par la contrainte due à la topographie.

4. EXPÉRIENCE AVEC TOPOGRAPHIE ET STRATIFICATION RÉALISTE

La topographie a été obtenue à partir de l'“ International Bathymetric Chart of the Mediterranean ” qui a une résolution de 1/100°. On s'est attaché à bien représenter les deux chenaux profonds qui jouent un rôle important dans le transport de l'eau Levantine vers la Méditerranée occidentale. Le chenal Est, qui est étroit (de l'ordre de la dizaine de km), a une profondeur de 460 m tandis que le

chenal ouest, qui est beaucoup plus large (de l'ordre de quelques dizaines de km), a une profondeur de 360 m seulement. L'hydrologie est initialisée sur la base de données MODB. L'arrivée d'eau Atlantique et d'eau Ionienne sont schématisées comme précédemment.

On observe bien la séparation en deux branches du courant Algérien au niveau du détroit de Sicile ainsi que la branche longeant la côte sud de la Sicile (**Figure 4**). Un fait remarquable est que la circulation de surface soit déterminée par la profondeur moyenne du détroit et soit quasiment insensible à celle des chenaux profonds. En effet étant donné les expériences précédentes (expérience 3.3), si la circulation ressentait la profondeur des chenaux, il n'y aurait quasiment pas de bifurcation de la circulation. Ceci peut s'expliquer par le fait que les longueurs d'onde

VOIR CAHIER COULEUR

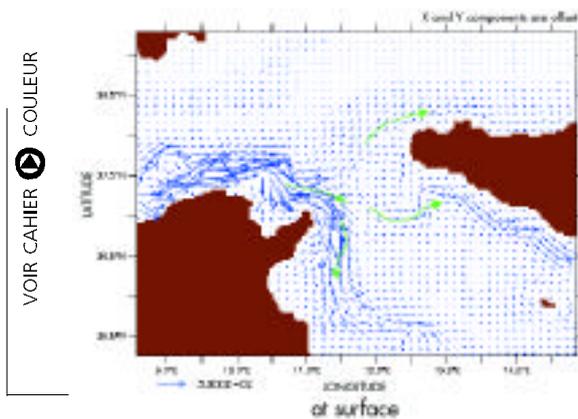


Fig. n°4 : Expérience avec topographie réaliste : champs de vitesse en surface.

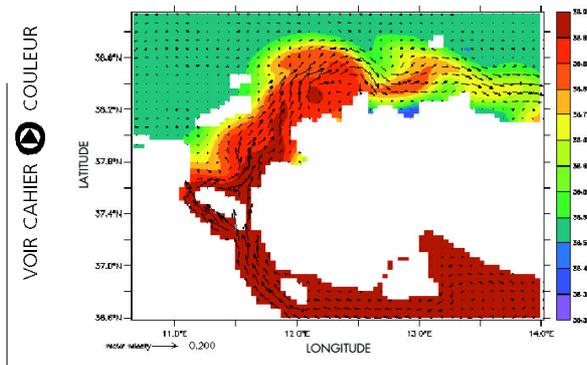


Fig. n°5 : Expérience avec topographie réaliste : champs de vitesse en profondeur (à environ 400 m).

associées aux ondes de Kelvin doubles qui contraignent la circulation sont nettement plus longues que la largeur des chenaux. Vers 400 m on voit l'arrivée de l'eau Levantine Intermédiaire qui s'écoule dans le bassin occidental en longeant la côte Nord de la Sicile (**Figure 5**). Une analyse de la phase de spin-up montre que l'écoulement de l'eau levantine est forcé par l'arrivée de l'eau Atlantique et non par le gradient de densité existant à profondeur intermédiaire.

CONCLUSIONS

Cette étude montre clairement le rôle que joue la topographie dans la dynamique du détroit de Sicile. A l'aide de modèles numériques de processus puis réalistes nous avons pu mettre en évidence la séparation du courant Algérien en deux branches au niveau du détroit, l'une rentrant dans le détroit et se dirigeant vers la Méditerranée Est, la deuxième traversant le détroit perpendiculairement

à son axe et entrant dans la mer Tyrrhénienne. Une étude de sensibilité nous a permis de donner une explication à la présence d'une veine d'eau Atlantique le long de la côte Sud de la Sicile. Ces études peuvent être généralisées à d'autres détroits et appliquées à la circulation océanique profonde par exemple.

REMERCIEMENTS

Ces travaux ont été réalisés avec le support des Communautés Européennes (Programme MAST n°PL950401 - MATER)

RÉFÉRENCES

- Brandt, P., A. Rubino, W. Alpers and J. O. Backhaus, 1997. Internal waves in the Strait of Messina studied by a numerical model and synthetic aperture radar images from the ERS 1/2 satellites. *J. Phys. Oceanogr.*, 27, 648-663.
- Pierini, S., 1996. Topographic Rossby modes in the Strait of Sicily. *J. Geophys. Res.*, 101, 6429-6440.
- Pierini, S., 1997a. Westward intensified and topographically modified planetary modes. *J. Phys. Oceanogr.*, 27, in press.
- Pierini, S., 1997b. Fluctuating western boundary currents. *J. Phys. Oceanogr.*, submitted.
- Pierini, S., 1997c. Numerical evidence of wind-driven planetary waves in the Western Mediterranean. European Geophysical Society, XXII General Assembly, Vienna. *Annales Geophysicae*, Suppl. II to Vol. 15, C390.
- Pierini, S. and A. Simioli, 1997. A wind-driven circulation model of the Tyrrhenian Sea area. *J. Marine Systems*, in press.
- Rubino, A., S. Pierini and J. O. Backhaus, 1997. Mud-slide induced tsunamis. *Nonlin. Proc. Geophys.*, submitted.

ASSIMILATION DE DONNÉES ALTIMÉTRIQUES TOPEX/POSEIDON DANS UN MODÈLE DE L'OCÉAN PACIFIQUE TROPICAL

ASSIMILATION OF TOPEX/POSEIDON ALTIMETER DATA IN A MODEL OF THE TROPICAL PACIFIC OCEAN.

L. GOURDEAU¹, J. VERRON².

¹ORSTOM, LEGOS, 18 avenue Edouard Belin, 31005 TOULOUSE Cedex

²LEGI, UMR 5519, BP 53 X, 38041 GRENOBLE Cedex

ABSTRACT

A set of assimilation experiments in the tropical Pacific are presented. The SEEK filter method used is a suboptimal version of the Extended Kalman filter in which the error fields are propagated in a reduced order subspace. The dynamical model used (Gent and Cane, 1989) is a high-resolution, primitive-equation non-linear model, and only the residuals of the dynamical height provided by the Topex/Poseidon satellite are assimilated along the ground tracks of the satellite with a 3-day sampling frequency. In the framework of twin-experiments, the method appears to be well performing and all the model variables are constrained by the surface-only observations (Verron et al., 1998). Four years of Topex/Poseidon are then considered in order to assess the assimilating model performances in a real case with regard to independent observations from the TAO array (Gourdeau et al., 1998). Results occur to be significantly better than those provided by the model ran in a free mode, i.e. without assimilation. Assimilation seems therefore capable to compensate some model deficiencies, including those coming from the imperfect wind forcing data. In addition to clear improvements of the system variability, assimilation appears to be able to partly correct for the inability of the model to predict the flow mean state. The results are seen as encouraging, especially because the model version used was not necessarily the most adequate. The use of a model version including salinity and an increased number of vertical levels is now required to exploit the results in the prospect of more oceanographical views. In addition, the joint assimilation of altimetric data and in situ observations (XBT temperature profiles and TAO array observations) should allow to further improve the results, in particular due to a better constraint of the mean state.

1. INTRODUCTION

Le développement des réseaux d'observations in situ ainsi que les observations satellitaires permettent de décrire en partie l'état de l'océan et de suivre des phénomènes aussi importants qu'El Niño dans le Pacifique équatorial. La compréhension des phénomènes physiques peut faire aussi appel utilement à la modélisation. Cette dernière approche devient indispensable dès lors que l'on veut faire de la prédiction océanique ou plus simplement un monitoring tridimensionnel de l'océan sur une séquen-

ce temporelle donnée. La qualité des modèles est dépendante de la physique inhérente à ceux-ci, de la représentation numérique des équations, des paramétrisations utilisées, des conditions initiales, des termes de forçage, etc. Les modèles sont encore loin de décrire la réalité océanique et il apparaît essentiel dans l'optique du monitoring ou de la prédiction de les contraindre par les observations disponibles via des méthodes d'assimilation de données.

Nous présentons ici quelques résultats obtenus par assimilation des données du niveau de la mer issues du satellite Topex/Poseidon dans un modèle aux équations primitives de l'océan Pacifique équatorial. La méthode d'assimilation utilisée, basée sur le filtrage de Kalman étendu, est connue sous le nom de filtre SEEK (Pham et al., 1998) et est applicable à des systèmes de grande dimension ($\sim 10^6$). Dans un premier temps, la méthode a été testée dans le cas d'expériences jumelles où les observations altimétriques sont simulées à l'aide du modèle lui-même. Ces expériences montrent bien la capacité du filtre à propager l'information du niveau de la mer dans les couches de subsurface du modèle et donc à contrôler la structure 4D de l'océan à partir d'une seule information de surface. L'étape suivante est l'assimilation de données de topographie dynamique dans un cas réel. Quatre années de données Topex/Poseidon ont été assimilées entre 1992 et 1996. Les résultats sont confrontés aux observations indépendantes in situ issues des mouillages (Haynes et al., 1991). L'impact de l'assimilation sur les résultats du modèle est quantifié, et les problèmes inhérents à l'assimilation dans un cas réel sont identifiés.

2. L'ASSIMILATION DE DONNÉES

Les méthodes d'assimilation se classent schématiquement en deux catégories issues pour d'une part des théories du contrôle optimal (les méthodes variationnelles) et d'autre part de l'estimation statistique optimale (le filtrage de Kalman et ses dérivés). Le contrôle optimal cherche à ajuster une variable de contrôle (qui est par exemple la condition initiale) afin de déterminer la trajectoire optimale de modèle qui minimise une fonction coût traduisant un ensemble de contraintes (telles que l'écart aux observations). Une formulation élégante du problème mathématique fait appel à l'utilisation de l'adjoint du modèle (Le Dimet et Talagrand, 1986) qui nécessite notamment l'écriture du code adjoint du modèle direct et dépend donc directement du modèle utilisé. Le filtrage de Kalman est une méthode statistique et séquentielle. Elle nécessite une connaissance a priori des covariances d'erreur des observations et de la prédiction. A un instant donné, elle four-

nit un estimé (et une estimation de son erreur) qui est une combinaison linéaire des observations disponibles à cet instant et de la prédiction, telle que sa variance d'erreur soit minimale. Cette méthode est facilement transposable d'un modèle à l'autre mais la taille des matrices à manipuler est hors d'atteinte de la capacité actuelle des ordinateurs. Il est donc nécessaire d'utiliser des versions sous-optimales du filtre. Il est fréquent de définir les erreurs dans un espace de dimension réduite représentant les directions dans lesquelles les corrections sont effectuées (Cane et al., 1996 ; Blanchet et al., 1997). Le filtre SEEK développé par Pham et al. (1998) et utilisé ici, procède de cette approximation mais peut inclure l'évolution dynamique de la base réduite servant à la description des erreurs. Cette capacité supplémentaire s'avère particulièrement nécessaire dans le cas d'écoulements fortement non-linéaires (Brasseur et al., 1998). La base réduite peut être définie de diverses manières : une procédure commune consiste à utiliser les EOFs multivariés calculées à partir d'un ensemble de champs du modèle échantillonnant une période spécifique. On fait donc les corrections dans les directions tangentes à l'attracteur du modèle, où les erreurs ont naturellement tendance à être développées par le système. Le développement mathématique du filtre SEEK est détaillé dans les articles de Pham et al. (1998) et Verron et al. (1998).

Le modèle dynamique utilisé dans le présent travail est le modèle de Gent et Cane (1989). Il s'agit un modèle aux équations primitives à surface libre et gravité réduite. La coordonnée verticale est de type sigma. La version du modèle utilisée ici est une version à 9 couches (correspondant approximativement aux 400 premiers mètres de l'océan) dont des études récentes (Murtugudde et al., 1996) montre qu'elle n'est pas la meilleure version du point de vue des performances océanographiques (notamment en raison du nombre limité de niveaux verticaux et de l'absence de variable salinité) mais qui permet dans un premier temps de tester l'assimilation de données avec un modèle non-linéaire et à haute résolution horizontale. (Ce travail réalisé au centre Orstom de Nouméa était contraint par les moyens de calcul disponibles localement). Le modèle dispose d'une couche de mélange de type hybride (Chen et al., 1994). Le domaine étudié est le Pacifique équatorial dans toute son extension longitudinale et restreint entre 30° N et 30° S en latitude. Le modèle est forcé par les vents mensuels FSU et par les flux de chaleur en surface calculés par la méthode de Seager et al. (1988). A noter qu'il n'y a pas de rappel à la SST dans ce modèle et donc pas de correction de flux comme dans nombre d'OGCM de ce type. Une plus ample description du modèle utilisé ici peut être trouvée dans Verron et al. (1998).

Les observations du niveau de la mer Topex/Poseidon utilisées proviennent du centre AVISO de Toulouse et concernent la période de octobre 1992 à octobre 1996. Les résidus altimétriques sont assimilés tous les 3 jours (un

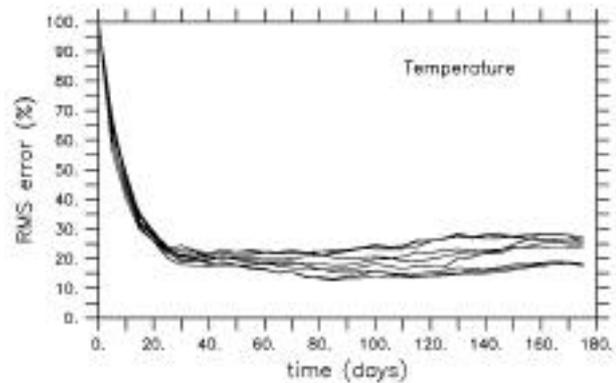


Fig. n°1 : Convergence des différentes assimilations données en RMS (%) en fonction du temps.

sous-cycle de Topex/Poseidon) le long des traces du satellite. Le bruit (supposé "blanc") sur les mesures est estimé à 5 cm RMS (Fu et al., 1994). Les observations in situ (profils de température, niveau de la mer) provenant des 70 mouillages TAO répartis dans la bande équatoriale (8° N-8° S) du Pacifique servent de base de validation pour les résultats d'assimilation.

3. EXPÉRIENCES JUMELLES

Avant d'assimiler des données réelles, il est important de valider la méthode par le biais d'expériences jumelles. Dans ce contexte, nous avons une parfaite connaissance de la "réalité" fournie par une simulation de référence du modèle. Les observations assimilées sont donc des pseudo-observations altimétriques issues de la simulation de référence et échantillonnées sous les traces de Topex/Poseidon. Le modèle en mode assimilation est initialisé à l'aide d'un champ moyen et on regarde la convergence dans le temps entre l'assimilation (Ass) et la référence (Réf). La méthode d'assimilation nécessite la définition de covariances d'erreur pour les observations et le modèle. Les observations assimilées sont donc bruitées en accord avec la définition des erreurs et le modèle en mode assimilation fonctionne avec un vent bruité, reconnue classiquement comme la principale source d'erreur des modèles tropicaux. La **Figure 1** illustre la convergence moyenne sur l'ensemble du bassin de la température pour chacune des couches en fonction du temps. L'erreur résiduelle à un instant donné, $T_{Ass}(t) - T_{Ref}(t)$, est normalisée par l'erreur à l'instant initial, $T_{Ass}(t_0) - T_{Ref}(t_0)$. A la fin de la période test de 6 mois d'assimilation, l'erreur résiduelle se situe entre 15 et 27 % pour la température, soit en valeur absolue des erreurs allant de 0.2° en surface à 0.01° pour la couche du fond. Les autres variables du modèle (profondeur des couches, niveau de la mer, vitesses zonale et

méridienne) convergent de façon similaire. Dans le cadre des expériences jumelles, la qualité du filtre est clairement démontrée et notamment les mesures du niveau de la mer sont capables de contrôler les variables de température et de vitesses du modèle que ce soit en surface ou en subsurface.

4. ASSIMILATION DES DONNÉES TOPEX/POSEIDON

La méthode a été ensuite implantée pour une configuration réelle. Quatre années de données Topex/Poseidon ont ainsi été assimilées de octobre 1992 à octobre 1996 (Gourdeau et al., 1998). L'application de l'assimilation à de vraies données altimétriques (anomalies du niveau de la mer) soulèvent des problèmes spécifiques. Notamment, le fait d'assimiler un résidu de hauteur et non pas une valeur absolue fait que la méthode sera pleinement efficace si l'état moyen sur lequel sont centrées les données (état inconnu) est identique à celui du modèle. De plus, la méthode d'assimilation considère en principe qu'il n'existe pas de biais entre l'état moyen du modèle et la réalité de la période étudiée. Cela est imparfaitement le cas dans la réalité et pose donc le problème de la définition de l'état moyen du système. Dans une situation fortement linéaire comme aux basses latitudes, ce problème est largement lié à l'initialisation des simulations. Souvent, les modèles sont initialisés avec des données climatologiques (par exemple Levitus). Or la climatologie des 4 années considérées est assez différente de la climatologie en raison notamment de la succession des événements El Niño. Ce biais sur les états moyens a été limité ici en initialisant le modèle avec des champs de température provenant d'une base de données XBT et TAO grillées en 4D de l'ORSTOM à Nouméa, et correspondant à la période d'analyse.

Dans un premier temps, on valide le fonctionnement de l'assimilation en comparant les anomalies de niveau de la mer issues du modèle avec et sans assimilation avec les observations indépendantes obtenues aux points de mouillage TAO. Les anomalies de niveau de la mer TAO sont calculées à partir des profils de température et d'une relation TS climatologique. A noter que ce calcul souffre de l'imprécision associée à la variabilité de la salinité qui peut être très importante lors du déplacement zonal du réservoir d'eau chaude (Delcroix et al., 1998). La **Figure 2** illustre la différence RMS (en grisé) et la corrélation (isocontours) calculées aux points de mouillage (indiquées par des croix) entre les observations TAO et le modèle sans (**Figure 2a**) et avec (**Figure 2b**) assimilation. Le modèle libre donne une comparaison peu satisfaisante avec une corrélation moyenne de 0.49 et une différence RMS de 5.5 cm (**Figure 2a**). La meilleure comparaison se trouve dans le Pacifique Ouest dans une région relativement stationnaire (0.7 de corrélation). La corrélation plus faible (< 0.6) autour de 180° E peut s'expliquer par les

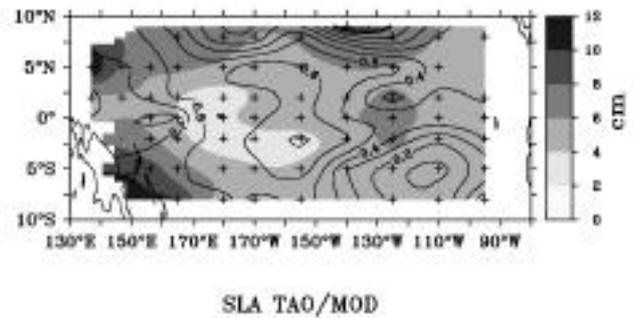


Fig. n°2a : RMS (exprimée en cm - en grisé) et corrélation (isocontours) entre le niveau de la mer évalué à partir des observations TAO et le modèle sans assimilation. Ces estimateurs sont calculés aux points de mouillage (indiquées par des croix).

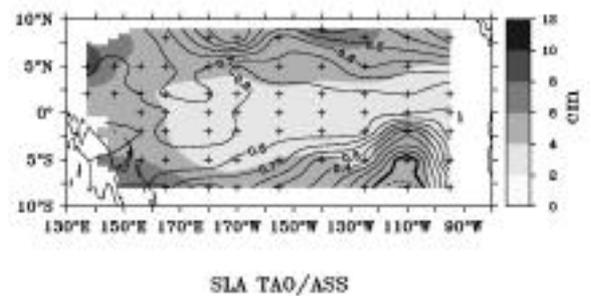


Fig. n°2b : RMS (exprimée en cm - en grisé) et corrélation (isocontours) entre le niveau de la mer évalué à partir des observations TAO et le modèle avec assimilation. Ces estimateurs sont calculés aux points de mouillage (indiquées par des croix). Les résultats avec assimilation sont bien meilleurs

problèmes de salinité mentionnés plus haut. A noter que l'information de salinité contenue dans la mesure altimétrique est assimilée dans une version du modèle qui n'inclut pas la variable de salinité. La corrélation décroît vers l'Est le long de l'équateur et de part et d'autre de celui-ci. Dans l'hémisphère Nord, cela correspond peut être à la difficulté du modèle à simuler les ondes d'instabilité. Cette comparaison illustre en partie les déficiences du modèle liées à son forçage directement et via la couche de mélange (utilisation d'un vent mensuel, calcul du flux de chaleur fonction du vent, de la SST du modèle et d'une couverture climatologique de nuages) qui doivent pouvoir être corrigé par l'assimilation.

L'assimilation a notablement amélioré les performances du modèle avec une corrélation moyenne de 0.66 et une différence RMS moyenne de 4.4 cm. L'effet de l'assimilation est particulièrement important dans la bande 5° N-5° S où la corrélation est de 0.82 et la différence RMS de 3.6 cm. La décroissance de la corrélation avec la latitude existe toujours, surtout au Sud-Est. Dans cette région il y a inadéquation entre les mesures TAO et

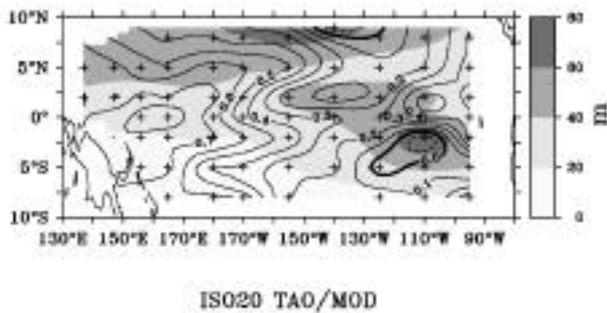


Fig. 3a : RMS (exprimée en cm - en grisé) et corrélation (isocontours) entre la profondeur de l'isotherme 20° calculée à partir des observations TAO et le modèle sans assimilation. Ces estimateurs sont calculés aux points de mouillage (indiquées par des croix).

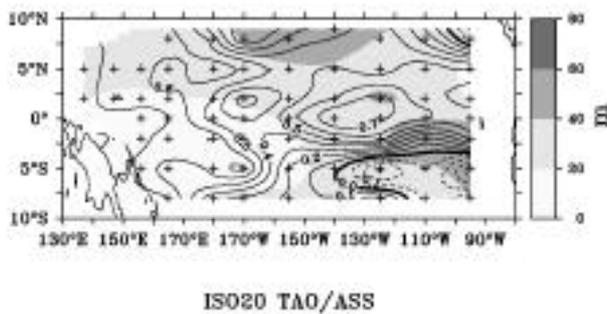


Fig. 3b : RMS (exprimée en cm - en grisé) et corrélation (isocontours) entre la profondeur de l'isotherme 20° calculée à partir des observations TAO et le modèle avec assimilation. Ces estimateurs sont calculés aux points de mouillage (indiquées par des croix). Les résultats avec assimilation sont bien meilleurs.

les observations Topex/Poseidon et entre les mesures TAO et le modèle. L'assimilation est particulièrement intéressante par sa capacité à contraindre les structures de subsurface. En guise d'illustration, nous examinons l'impact de l'information altimétrique sur l'isotherme 20° représentant la base de la thermocline. Comme ci-dessus, nous comparons les résultats du modèle avec et sans assimilation, avec la profondeur de l'isotherme 20° observée par TAO (Figure 3). La comparaison entre le modèle libre et TAO (Figure 3a) donne une corrélation moyenne de 0.41 et une différence RMS de 35 m. Les corrélations sont très faibles à l'Est de la ligne de changement de date (0.3) mais atteignent 0.7 dans la Warm Pool. Les différences RMS sont importantes (> 60 m) dans l'hémisphère Nord en particulier dans la région où les structures associées aux courants et à leur variabilité sont très marquées. Cela illustre la relative incapacité du modèle à simuler ces courants. L'assimilation améliore de façon significative les niveaux de corrélation et de différence RMS (Figure 3b)

dans la bande équatoriale et dans l'hémisphère Nord. La légère dégradation dans le réservoir d'eau chaude peut s'expliquer par l'absence de la salinité dans le modèle. L'écart dans la région Sud-Est est toujours présent (et est peu surprenant en raison de l'incompatibilité entre les observations TAO et Topex/Poseidon) et dégrade le résultat. La corrélation moyenne est de 0.45 et la différence RMS moyenne est de 28 m. Pour la bande équatoriale 2° N-2° S la corrélation passe à 0.56 et la différence RMS est de 25 m. Le résultat intéressant est l'amélioration de la différence RMS grâce à l'assimilation où la réduction de l'erreur vis à vis des observations TAO a diminué de pratiquement 30 %. Cela signifie que l'assimilation est en mesure de contraindre en partie l'état moyen du modèle.

REMERCIEMENTS

Nous remercions Thierry Delcroix et Joël Picaut pour d'utiles échanges et discussions. Jean Verron bénéficiait d'un poste d'accueil à l'ORSTOM lors de la réalisation de ce travail.

RÉFÉRENCES

- Blanchet I., C. Frankignoul and M. A. Cane, 1997: A comparison of adaptive Kalman filters for a tropical Pacific ocean model. *Monthly Weather Rev.* 125, 40-58.
- Brasseur P., J. Ballabrera and J. Verron, 1998: Assimilation of altimetric observations in a primitive equation model of the Gulf Stream using the steady-state limit of a singular Evolutive Extended Kalman filter. Submitted to *Journal of Marine Systems*.
- Cane M. A., A. Kaplan, R. N. Miller, B. Tang, E. C. Hackert and A. J. Busalacchi, 1996: Mapping tropical Pacific sea level: Data assimilation via a reduced state Kalman filter. *Journal of Geophys. Res.*, 101, C10, 22,599-22,617.
- Chen, D., A. Busalacchi, and L. Rothstein, 1994: The roles of vertical mixing, solar radiation, and wind stress in a model simulation of the sea surface temperature seasonal cycle in the tropical Pacific ocean. *Journal of Geophys. Res.*, 99, 20, 345-20, 359.
- Delcroix T., L. Gourdeau et C. Hénin, 1998: Sea-surface salinity changes along the Fidji-Japan shipping track during the 1996 La Niña and 1997 El Niño period., *Geophys. Res. Letter*, 25 (16), 3169-3172.
- Fu, L.L., E.J. Christensen, C.A. Yamarone Jr., M. Lefebvre, Y. Menard, M. Dorrer and P. Escudier, 1994: Topex/Poseidon mission overview. *Journal of Geophys. Res.*, 99, 24369-24381.
- Gent P. R. et M. A. Cane, 1989: A reduced gravity primitive equation model of the upper equatorial ocean. *Journal of Comput. Physics*, 81 (2), 444-480.
- Gourdeau L., J. Verron, T. Delcroix, A.J. Busalacchi et R. Murtugudde Assimilation of Topex/Poseidon altimetric data in a primitive equation model of the tropical Pacific ocean: 1992 - 1996. A soumettre au *Journal of Geophys. Res.*
- Hayes S. P., L. J. Mangum, J. Picaut, A. Sumi and K. Takeuchi, 1991: TOGA-TAO: A moored array for real-time measurements in the tropical Pacific ocean. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 72, 339-347.

- Le Dimet F. X. et O. Talagrand, 1986: Variational algorithms for analysis and assimilation of meteorological observation: theoretical aspects. *Tellus*, 38A, 97-110.
- Murtugudde R., R. Seager and A. J. Busalacchi., 1996: Simulation of the Tropical Oceans with an ocean GCM coupled to an atmospheric mixed layer model. *Journal of Climate*, 9, 1795-1815
- Pham D. T., J. Verron and M. C. Roubaud, 1998a: A singular evolutive extended Kalman filter for data assimilation in oceanography. *Journal of Marine Systems*, 16, 3-4, 323-340.
- Seager R., S. E. Zebiak and M. A. Cane, 1988, A model of the tropical Pacific sea surface temperature climatology, *Journal of Geophys. Res.* 93, 1265-1280, 1988.
- Verron J., L. Gourdeau, D. T. Pham, R. Murtugudde, A. J. Busalacchi, 1998, An Extended Kalman Filter to Assimilate Satellite Altimeter Data into a non-linear Numerical Model of the Tropical Pacific Ocean: Method and Validation. *Aparaître au Journal of Geophys. Res.*

UTILISATION DE RESEAUX DE NEURONES DANS LE CADRE DE PREVISIONS DE SÉRIES CHRONOLOGIQUES : ILLUSTRATION SUR LE PHÉNOMÈNE EL NINO SOUTHERN OSCILLATION

TIME SERIE PREDICTION BY USING NEURAL NETWORKS: ILLUSTRATION TO THE FORECAST OF EL NINO SOUTHERN OSCILLATION

O. MAAS, J.-P. BOULANGER, S. THIRIA.

Laboratoire d'Océanographie DYnamique et de Climatologie (LODYC)

ABSTRACT

This paper introduces the use of sets of multiple networks (bundled networks) in order to manage the variability due to different initialization parameters. This method makes it statistically impossible for the networks to be trapped in the same local minimum, and therefore allows better control of the confidence of the prediction eventually given. The spread of the forecasts given by those different networks can be used for prediction purposes. An illustration of this usage is given with the El Niño phenomenon.

1. LES DONNÉES

Le but de cette étude est d'illustrer le potentiel important des techniques à base de réseaux de neurones pour la prévision de séries temporelles. Nous avons choisi d'étudier un des phénomènes climatiques les plus importants, le phénomène d'El Niño Southern Oscillation. Pour tester la prévisibilité de ce phénomène, nous avons utilisé des séries temporelles d'indices habituellement considérées comme les signaux majeurs permettant de décrire la variabilité du phénomène ENSO dans le bassin Pacifique.

Ces indices sont :

- l'Anomalie de Température au niveau de la Mer (SSTA pour Sea Surface Temperature Anomaly),
- l'Anomalie de Tension Zonale de Vent (ZWSA pour Zonal Pseudo-wind Stress Anomaly),
- l'Anomalie de Tension Méridionale de Vent (MWSA pour Meridional Pseudo-wind Stress Anomaly).

Nous avons utilisé la moyenne de ces indices en quatre endroits différents nommés comme suit :

- Niño 4 pour la zone couvrant 160° E-150° W ; 5° N-5° S, correspondant au pacifique ouest,
- Niño 3 pour la zone couvrant 150° W-90° W ; 5° N-5° S, correspondant au Pacifique centre est,
- Niño 2 pour la zone couvrant 90° W-80° W ; 0°-5° S, correspondant au Pacifique centre ouest,
- Niño 1 pour la zone couvrant 90° W-80° W ; 5° S-10° S, correspondant au Pacifique est.

Pour illustrer la variabilité du phénomène ENSO sur la période 1970-1996, la **Figure 1** trace ces trois indices dans la zone Niño 3 ; les valeurs positives importantes de l'indice SST signalent la présence d'un évènement El Niño tandis que des valeurs négatives importantes signalent la présence d'un évènement La Niña.

Dans les formules ci-dessous, la notation S_t est utilisée pour faire référence à une série nommée S indexée par le temps t .

Les données ont tout d'abord été normalisées à l'aide de l'opérateur classique :

$$\text{Norm}(S_t) = \{ S_t - E(S_t) \} / S_t$$

avec $S_t = 1$ pour que chaque série ait une moyenne de 0 et un écart-type de 1.

Cependant, grâce à la structure même de l'évènement El Niño, des écarts importants étaient présents dans les données SSTA, entraînant des erreurs significatives pour un nombre de points restreint, erreurs dues à la nature de la fonction de transfert utilisée (valeurs de sortie entre -1 et 1). Nous avons donc utilisé $S_t = 5$ pour ces dernières séries (SSTA). Cette normalisation permettant que l'intégralité de la série à estimer soit dans l'intervalle [-1,1].

Cette normalisation effectuée, nous avons choisi d'estimer les valeurs futures suivantes :

- l'indice de température dans Niño 3,
- l'évènement El Niño. Nous avons choisi de considérer que lorsque la température normalisée dépassait la valeur de 1 écart-type (seuil déterminé empiriquement au vu de la série) dans la région Niño 3, nous supposerions qu'un phénomène El Niño était en cours.

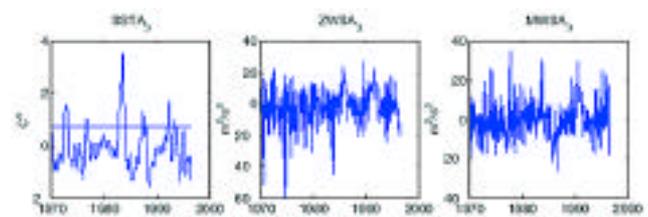


Fig. n°1 : Représentation en fonction du temps (années) des trois types de données utilisées :

- SSTA3 - anomalie de température de surface de la mer dans la région Niño 3,
- ZWSA3 - anomalie de tension zonale de vent dans la région Niño 3,
- MWSA3 - anomalie de tension méridionale de vent dans la région Niño 3.

Ces prévisions ont été faites en utilisant un réseau de neurones multi-couche à propagation simple (Feed-Forward) d'architecture 12 (entrées)-10 (Couche cachée)-4

(Sorties). Les entrées utilisées étant les 12 valeurs de nos séries correspondant au temps t , et les sorties désirées étant les valeurs des SSTA dans les quatre régions au temps $t+i$. Douze réseaux ont été élaborés avec un horizon de prévision i ($i = 1, 2, 3, \dots, 12$).

Pour les résultats présentés ci-après, nous avons séparé la base totale de 349 exemples en deux ensembles, les premiers 250 exemples (valeurs de janvier 1970 à octobre 1990) ont été utilisés comme base d'apprentissage, les autres ont été utilisés en tant que base de test ou de validation.

2. GROUPES DE RÉSEAUX

Les performances de réseaux de neurones peuvent être modifiées fortement selon l'initialisation des poids lors du démarrage de la phase d'apprentissage, leur convergence peut être ralentie, ou ils peuvent même être bloqués dans un minimum local de la fonction de coût.

Un moyen simple d'éviter ce travers est de définir plusieurs réseaux, identiques au moyen de leurs architectures, mais dont la période d'apprentissage a démarré sur des initialisations différentes, méthode décrite dans (LeBaron and Weigend, 1994). Le risque que tous les réseaux soient bloqués dans des mauvais minima locaux ou stagnent devient alors très faible.

Cette méthode fournit à l'utilisateur un ensemble de valeurs estimées pour chaque sortie (une pour chacun des réseaux). Une distribution de ces résultats peut ensuite être tracée, et peut être utilisée pour évaluer la fiabilité des estimations :

- Si les résultats des différents réseaux ont une répartition de type Gaussien avec un écart-type faible, nous pourrions supposer que les réseaux ont reconnu un schéma caractéristique car la plupart d'entre eux fourniront un résultat similaire, et donc une estimation concordante.

- En revanche, si la distribution est étendue, avec un écart-type important, cela montrera que la prévision dépend fortement des paramètres d'initialisation et du chemin d'optimisation utilisé, et qu'il n'est sans doute pas judicieux de retenir la prévision globale obtenue.

3. RÉSULTATS DES RÉSEAUX GROUPÉS

Les résultats pour la prévision directe à un horizon de six mois pour un réseau groupé est représenté sur la **Figure 2**.

Ces réseaux (au nombre de 100) ont appris les valeurs désirées à un horizon de six mois, les barres montrent l'écart entre les valeurs maximales et minimales atteintes par les valeurs proposées par l'ensemble des réseaux. Les cercles correspondent aux valeurs désirées. Finalement, l'axe des abscisses représente le temps et l'axe des ordonnées l'anomalie de l'indice de température en degrés Celsius.

- La ligne horizontale représente la limite d'un écart type au dessus de laquelle l'anomalie de température sera considérée comme significative, nous permettant ainsi de supposer qu'un phénomène El Niño est en cours.

- Les cercles représentent la valeur désirée (Valeurs réelles à un horizon de 6 mois).

On remarquera que lorsque le phénomène ENSO n'est pas en cours, les prédictions des réseaux incluent ou sont au dessus des valeurs désirées, ainsi sur la **Figure 2**, 51 % des valeurs désirées sont entre le maximum et le minimum des valeurs estimées, 86 % en dessous de la valeur maximale estimée, ce dernier pourcentage passe à 31 % lorsqu'un phénomène ENSO est en cours. De plus, il est important de voir que sur les 5 phénomènes ENSO présents sur notre base de données, la barre des valeurs atteintes par l'ensemble de nos réseaux dépasse la valeur seuil d'un écart type. Bien que cet événement arrive de 1 à 10 mois avant la prévision désirée (soit 7 à 16 mois avant le phénomène lui-même), le fait que ce signal soit antérieur au déclenchement réel de l'évènement est très positif pour des utilisations ultérieures de réseaux qui pourraient être mieux adaptés.

De plus amples études de la distribution des résultats des réseaux pourraient fournir un indicateur de confiance des résultats obtenus chaque mois.

Un second point important à signaler est qu'avec cette méthode simple (mais cependant coûteuse en temps de calcul), les résultats obtenus ont été meilleurs que les résultats du modèle classique Océan-Atmosphère.

À des fins d'évaluation, nous avons calculé la prédiction de la persistance, c'est-à-dire la dernière valeur disponible de la série (soit S_t) notre série ; si S_t est la dernière valeur disponible, la prédiction à l'horizon i sera $S_{t+i} = S_t$. Pour la prévision de nos 100 réseaux, nous avons utilisé la moyenne des 100 résultats obtenus.

Sur la **Figure 3**, le coefficient de corrélation entre la vraie série et la persistance est représentée par des cercles, tandis que la corrélation entre la vraie série et notre pré-

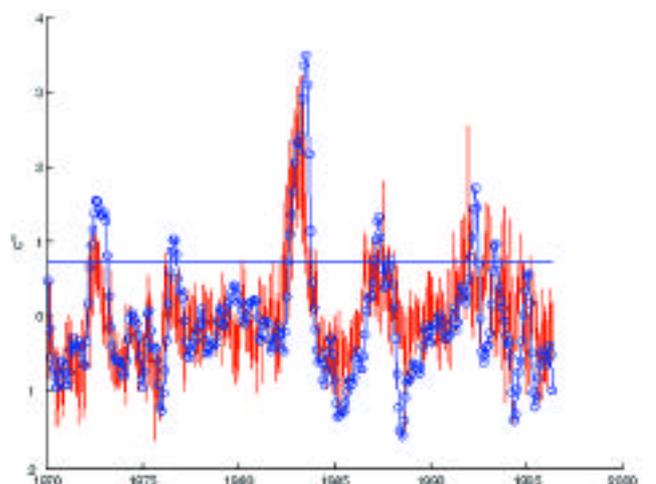


Fig. n°2 : Variabilité de la température de surface en fonction du temps sur la région Niño 3 : les cercles correspondent à la température observée, les barres verticales aux valeurs maximales et minimales prédites par les 100 réseaux six mois en avance. La ligne horizontale à la température de 0.7° C correspond à la valeur au-dessus de laquelle la prédiction est significative.

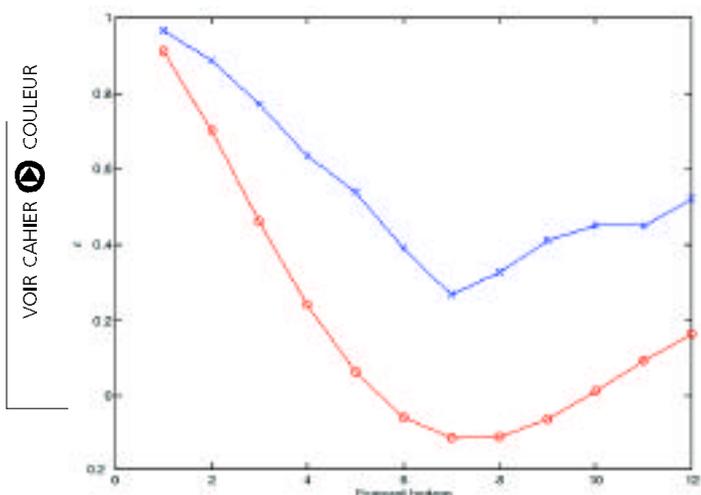


Fig. n°3 : Coefficient de Corrélation r décalé dans le temps (mois) sur la période de test (novembre 1990 - avril 1996) entre les températures de surface calculées et observées dans la région Niño 3. Les cercles correspondent à la corrélation entre persistance et observations, les croix à la corrélation entre résultats des réseaux de neurones et observations. On remarque qu'à un horizon de six mois les réseaux de neurones donnent une corrélation significative contrairement à la persistance.

vision est représentée par des croix. On remarque qu'à un horizon de six mois les réseaux de neurones donnent une corrélation significative contrairement à la persistance.

CONCLUSION

Nous concluons donc que l'utilisation de réseaux de neurones pour la prédiction du phénomène ENSO donne des résultats cohérents et compétitifs par rapports à d'autres méthodes classiques. L'utilisation d'un groupe de réseaux de même architecture permettant d'éviter les biais pouvant être introduits par l'initialisation des paramètres du réseau.

De plus, la mise en évidence d'un indicateur construit à partir de la distribution des résultats des différents réseaux pourrait apporter une précision intéressante sur la fiabilité a priori des prévisions.

Ce type d'étude, assorti d'une meilleure optimisation des réseaux (à l'aide des méthodes de "weight decay" ou d'"Optimal Brain Damage", cf. Le Cun, Denker et Solla (1990)), comme indiqué dans Tangang, Hsieh et Tang (1998), d'une intégration de connaissances physiques et d'une utilisation d'un indicateur statistique que nous développons actuellement devraient permettre d'améliorer encore la précision des prévisions.

REMERCIEMENTS

La présente étude a été soutenue par le projet NEUROSTAT (ENV4-CT96-0314) de la communauté Européenne.

RÉFÉRENCES

- LeBaron and Weigend, 1994, Forecasting Financial Data: A Method for Evaluating Predictors. Report N°: 9447 SSRI Working Paper, epw-fin/9411002
- Le Cun, Denker and Solla, 1990, Optimal Brain Damage. D.S. Tautzky eds. Advances in Neural Information Processing 2. San Mateo, Calif.: Morgan Kaufmann pp 598-605.
- Tangang, Hsieh and Tang, 1998, Forecasting regional sea surface temperatures in the tropical Pacific by neural network models, with wind stress and sea level pressure as predictors. Journal of Geophysical Research, Vol. 103, N° C4, pp 7511-7522, April 15, 1998.

LE PROJET MERCATOR, UNE CONTRIBUTION A GODAE.

THE FRENCH PROJECT MERCATOR, A CONTRIBUTION TO GODAE.

EQUIPE MERCATOR.

ABSTRACT

The Mercator project whose aim is the development of an eddy resolving global data assimilation system is a proposal elaborated by the scientific oceanographic community and endorsed by the French institutes interested in operational oceanography, Centre National d'Etudes Spatiales (CNES), Centre National de la Recherche Scientifique / Institut National des Sciences de l'Univers (CNRS / INSU), Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la MER (IFREMER), Météo-France, Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre Mer (ORSTOM) and Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM).

Two workshops took place in 1995 in order to draw the general lines of the project while CLS-Argos (Collecte, Localisation par Satellite) was in charge of the synthesis and as such of the phase 0. 1996 was the year where the project was set-up by Jean-François Minster (CNRS / INSU) and the phase A of feasibility was decided (and funded) by the above institutes February 3rd, 1997. CERFACS (Centre Européen de Recherche et Formation Avancées en Calcul Scientifique) is the focal point for Mercator and Jean-Claude André has been appointed as executive secretary in order, among other things, to ensure an efficient feedback between the project and the institutes. Mercator is now in phase B which was decided by the above institutes September 17th, 1998.

Mercator is a contribution to the Global Ocean Data Assimilation Experiment (GODAE) planned for the years 2003-2005.

1. INTRODUCTION

Le projet Mercator dont le but est le développement d'un système global d'assimilation à haute résolution spatiale est une proposition élaborée par la communauté scientifique en océanographie et approuvée par les Organismes français intéressés par l'océanographie opérationnelle : le Centre National d'Etudes Spatiales (CNES), le Centre National de la Recherche Scientifique / Institut National des Sciences de l'Univers (CNRS / INSU), l'Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la MER (IFREMER), Météo-France, l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer (ORSTOM) et le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM).

Deux ateliers tinrent place en 1995 afin de dessiner les grandes lignes du projet et CLS-Argos (Collecte, Localisation par Satellite) était en charge de la synthèse et donc de la phase 0. En 1996, le projet a été mis en place par

Jean-François Minster (CNRS / INSU) et la phase A d'étude de faisabilité a été décidée (et financée) par les Organismes ci-dessus le 3 février 1997. La phase B a été décidée par les mêmes organismes le 17 septembre 1998. Philippe Courtier est le chef de projet, le CERFACS (Centre Européen de Recherche et Formation Avancées en Calcul Scientifique) est le point focal de Mercator et Jean-Claude André assure les fonctions de secrétaire exécutif afin en particulier d'assurer des liaisons étroites entre le projet et les Organismes.

Pendant la phase A, deux actions de recherche sont menées (définition du modèle et méthodes d'assimilations), alors que sont conduites trois actions de développement (prototypage Atlantique Nord, flux de données et Palm le coupleur généralisé pour l'assimilation). La revue de fin de phase A s'est tenue au printemps 1998, des actions de phase B sont actuellement en cours, principalement orientées vers le développement de prototypes.

2. OBJECTIFS DE MISSION MERCATOR

Comme identifié pendant la phase 0, le but de Mercator est la mise en œuvre opérationnelle dans 5 à 7 ans (pour l'expérience internationale GODAE – Global Ocean Data Assimilation Experiment, donc en 2003) d'un système qui simule l'océan global au moyen d'un modèle aux équations primitives à haute résolution, qui assimile les données satellites et in-situ. Le système doit contribuer au développement d'un système de prévision climatique utilisant un modèle couplé océan-atmosphère et il doit être utile pour les applications militaires et commerciales de l'océanographie.

Trois usagers de Mercator ont été clairement identifiés pendant la mise en place du projet, la prévision climatique saisonnière, la prévision océanique à moyenne échelle, et les applications scientifiques

3. PRINCIPALES COMPOSANTES DE MERCATOR

Le système Mercator comprend trois composantes principales : un modèle de circulation générale océanique, un algorithme d'assimilation des données et l'établissement de flux de données (observations, forçages, champs d'initialisation, données de validation...).

Le modèle de circulation générale de Mercator repose sur le code OPA qui a été développé par le Laboratoire d'Océanographie Dynamique et de Climatologie (LODYC). Le modèle sera en évolution constante. Au moment de GODAE, il aura été validé à l'échelle globale à une résolution typique de 1/12°. Pour atteindre ce but, deux lignes sont poursuivies en parallèle (globale basse résolution et bassin haute résolu-

tion) correspondant aux deux applications de prévision climatique saisonnière et de prévision à moyenne échelle.

Les méthodes d'assimilation des données sont en rapide évolution, en particulier sous l'impulsion de la communauté océanographique. Il est donc nécessaire de concilier un besoin de flexibilité (pour permettre des évolutions qu'on sait certaines) et les contraintes opérationnelles, en particulier de temps calcul. Pour ce faire la partie algébrique de l'assimilation a été dissociée de la partie physique. La partie algébrique fait l'objet du développement spécifique d'un coupleur généralisé PALM qui capitalise sur les acquis techniques obtenus par le CERFACS en matière de couplage océan-atmosphère.

Une mise en œuvre plausible au moment de GODAE pourrait reposer sur un filtrage adaptatif pour estimer les aspects clés des statistiques d'erreur de l'estimation, alors que la phase d'analyse sur une fenêtre limitée dans le temps serait résolue par une méthode variationnelle sur un espace réduit en formulation primale ou duale.

4. MERCATOR, BESOINS TECHNIQUES

En considérant les ressources calcul mises en œuvre pour exploiter les modèles de circulation générale océanique à haute résolution, il est clair que le système d'assimilation devra être opéré sur les calculateurs les plus performants disponibles sur le marché. Dans les années concernées par cette proposition, de telles plates-formes reposeront sur un parallélisme modéré (O100) à élevé (O1000) et utiliseront une architecture à mémoire distribuée.

Les flux de données, en entrée et en sortie nécessitent des capacités importantes d'archivage.

Pendant la phase A et le début de la phase B, les performances de calcul du CEPMMT sont utilisées (un projet spécial a été sélectionné en octobre 1997 par le Comité Scientifique du CEPMMT).

ABSTRACT

Research at the French Navy Oceanographic Center encompasses many areas of physical oceanography and of numerical modeling. Of special interest to the Center is the mesoscale variability of the North Atlantic ocean, induced by vortices. Four aspects of eddy dynamics in this basin are detailed hereafter: their observation and characterization, their generation, their propagation and their stability. Essential results include the statistics of Central Water eddies, the structure and dynamics of meddies, the physical mechanism underlying eddy formation by veering currents (via momentum conservation), eddy interaction with vertically sheared currents, with beta-effect or with steep bottom topography (and their possible dispersion by topographic Rossby waves) and the mixed barotropic-baroclinic instability of sweddies and meddies.

1. INTRODUCTION

Les recherches du Centre Militaire d'Océanographie du SHOM couvrent de nombreux domaines de l'océanographie physique, à la fois par grands fonds et au voisinage du talus continental, et des activités de modélisation numérique de l'océan et d'assimilation de données. Nos recherches sont en partie axées sur la compréhension et la prévision de la variabilité méso-échelle de l'Atlantique nord. Cette variabilité se manifeste par la présence de tourbillons, dont plusieurs aspects dynamiques et physiques sont quantifiés ici :

- la connaissance statistique des propriétés physiques des tourbillons d'eau centrale, et la structure des meddies et des tourbillons d'eau de la mer du Labrador, à partir des observations (section 2) ;

- les mécanismes sous-jacents à la formation et au détachement de tourbillons de courants de bord, en particulier par conservation de quantité de mouvement (section 3) ;

- les mécanismes sous-jacents à la propagation et à la décroissance des tourbillons, par interaction avec des courants cisailés, avec l'effet-beta ou avec de forts gradients topographiques (section 4) ;

- enfin, l'instabilité mixte barotrope-barocline de tourbillons géostrophiques intensifiés en surface ou à mi-profondeur (section 5).

2. OBSERVATIONS DE TOURBILLONS EN ATLANTIQUE NORD

C'est vers la fin des années 1970 que la communauté internationale a porté le plus d'efforts sur l'observation des tourbillons de méso-échelle, avec des campagnes

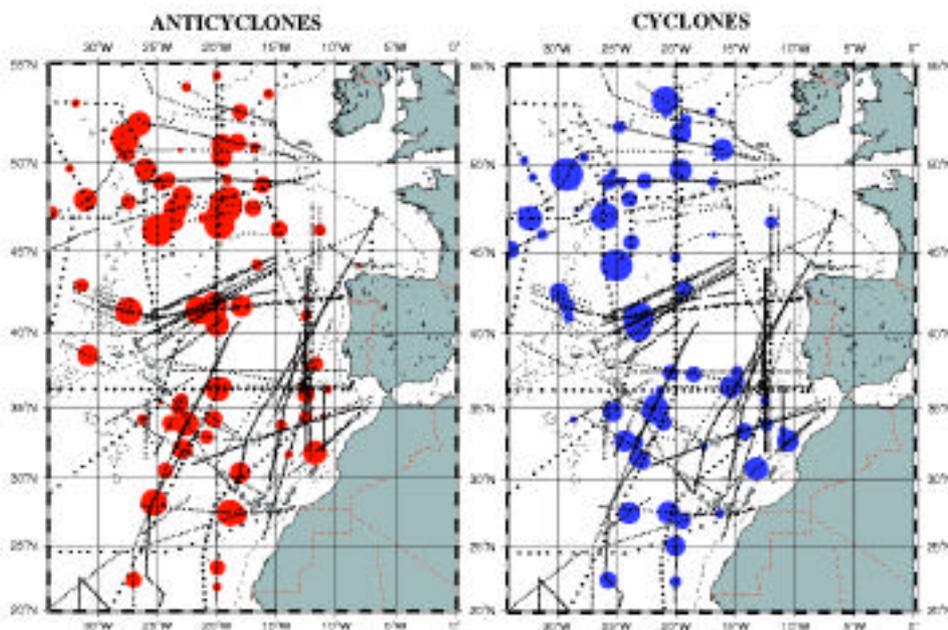
comme MODE, POLYMODE, LDE et TOURBILLON. On a alors pris conscience de la grande variété des structures tourbillonnaires présentes en Atlantique Nord. Certaines structures tourbillonnaires de l'Atlantique nord-est n'ont cependant été découvertes, ou étudiées avec soin, que beaucoup plus récemment. De telles observations sont présentées dans ce chapitre.

2.1. Tourbillons de l'eau centrale

Contrairement aux Meddies, dont on parlera plus loin, les tourbillons intensifiés dynamiquement au sein de l'Eau Centrale (i.e dans la couche 0-500 m de profondeur) ont fait l'objet de peu d'études. Gould (1983), synthétisant les connaissances du début des années 1980 sur ces tourbillons, n'en recense que 5. Depuis, quelques tourbillons d'eau centrale isolés ont été décrits en détail (e.g. Kupferman et al., 1987 ; Pingree et Le Cann, 1992), et plusieurs radiales hydrologiques à haute résolution ont permis de réaliser que ces tourbillons sont nombreux en Atlantique Nord Est (Arhan et al., 1994 ; Pollard et al., 1996).

Paillet (1998) entreprend le recensement des tourbillons d'eau centrale détectables dans un jeu d'une centaine de radiales hydrologiques récentes à haute résolution, dont la plupart sont des radiales XBT. Ces tourbillons, baroclines, sont associés à des extrema locaux de température le long des radiales : les anticyclones sont chauds, les cyclones froids. L'auteur sélectionne comme "tourbillons d'eau centrale" les structures qui présentent une anomalie de température supérieure à 0.5°C par rapport à la tendance à grande échelle le long de la radiale, sur une épaisseur supérieure à 200 m, au dessus de 700 m. Le diamètre des tourbillons est alors estimé en considérant que les stations voisines qui présentent une anomalie de température cohérente et supérieure à 0.1°C appartiennent au même tourbillon. Les artefacts dus aux fronts, aux Meddies et aux possibles mesures erronées sont soigneusement éliminés. Le jeu de données et les 162 tourbillons retenus sont présentés en **Figure 1**, et les principales conclusions de l'étude sont résumées ici :

La distribution des tourbillons d'eau centrale apparaît comme assez disparate : on rencontre en effet des tourbillons des deux signes, et de tailles variées, dans tout le bassin. Compte-tenu de l'incertitude sur leur diamètre exact, le nombre total de tourbillons présents simultanément dans le domaine de la **Figure 1** est estimé entre 100 et 150, ce qui est bien supérieur au nombre de Meddies (Richardson et al., 1991). Il n'existe pas dans ce bassin de corrélation manifeste entre la taille des tourbillons et le rayon de Rossby local. La principale différence entre des distributions régionales des cyclones et des anticyclones vient du plus grand nombre d'anticyclones à proximité du



VOIR CAHIER COULEUR

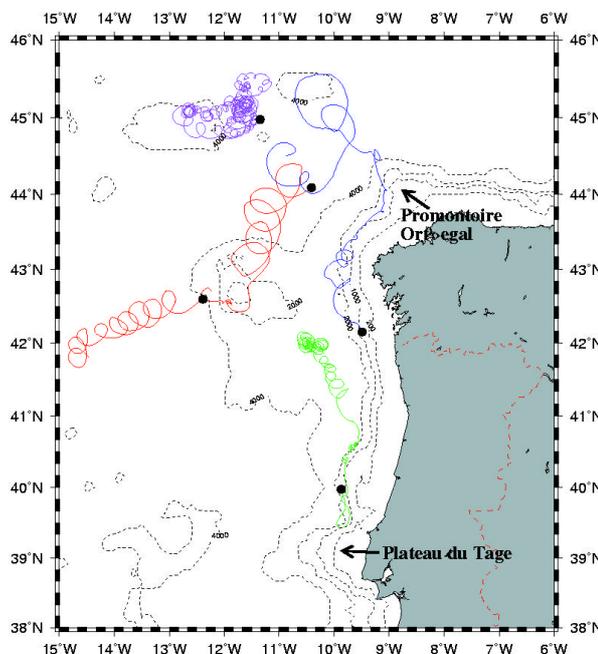
Fig. n°1 : Positions des anticyclones d'Eau Centrale (en rouge, à gauche), et des cyclones d'Eau Centrale (en bleu, à droite) sélectionnés par Paillet (1998) à partir du jeu de données superposé. Le diamètre des cercles est proportionnel au diamètre apparent des tourbillons, et correspond à l'échelle Mercator à 45° N.

bord est. Ces anticyclones, plutôt petits, sont probablement de type "SWODDY" c'est-à-dire formés par instabilité du courant de pente au bord est. Enfin, une part importante de l'énergie cinétique turbulente (ECT) de surface est due à ces tourbillons. Les modèles numériques à vocation réaliste ne reproduisent, à ce jour, que très imparfaitement leur formation et leur évolution ultérieure ce qui peut expliquer leur déficit chronique d'ECT dans ce bassin.

2.2. Meddies

Les Meddies sont des tourbillons anticycloniques dont le cœur, vers 1 000 m de profondeur, est constitué d'eau d'origine Méditerranéenne. Depuis leur découverte à la fin des années 1970 (McDowell et Rossby, 1978 ; Armi et Zenk, 1984), de nombreux Meddies ont été étudiés individuellement. Richardson et al. (1991) recensent les observations de ces tourbillons dans la littérature et les données historiques. Ils en décrivent ainsi plus de 50, dont l'essentiel se trouve au sud de 42° N. Quelques mesures historiques présentant une anomalie de salinité de 0.3 psu sont identifiées comme de possibles Meddies, dont une quinzaine entre 42° N et 47° N. Plus récemment, Bower et al. (1997), analysant les trajectoires de flotteurs Lagrangiens placés dans la veine d'Eau Méditerranéenne au sud du Portugal, observent la formation de 9 Meddies entre 36° N et 40° N, à proximité du Cap St Vincent ou du Plateau du Tage. L'expérience SEMANE du SHOM (Chéribin et al., 1997) a permis de confirmer ces sites de formation. A ce jour, l'impression qui résulte de la littérature sur les Meddies est qu'ils se forment au sud-ouest de la Péninsule Ibérique, et dérivent ensuite vers le sud-ouest dans le bassin des Canaries.

Dans le cadre du programme ARCANE, de multiples flotteurs Lagrangiens suivis acoustiquement ont été déployés à proximité et au large de la péninsule Ibérique, au nord de 40° N. L'un des objectifs de cette campagne est de comprendre la nature et l'origine des anomalies de salinité observées par Richardson et al., (1991) au nord-ouest de cette péninsule. La **Figure 2** montre les trajectoires de



VOIR CAHIER COULEUR

Fig. n°2 : Trajectoires de 4 flotteurs Lagrangiens déployés pour l'expérience ARCANE, et pris dans des Meddies. Voir la description dans le texte.

4 flotteurs d'ARCANE, déployés au voisinage de 1 000 m de profondeur et qui présentent un caractère tourbillonnaire.

Le RAFOS 23889 (en vert) part vers le nord le long de la pente continentale avant de la quitter au sein d'un anticyclone très intense (période de rotation de 4 j, vitesse azimutale de 20 cm/s).

Le RAFOS 23896 (en bleu) semble pris, dès sa mise à l'eau sur la pente continentale, dans une structure anticyclonique. Il quitte définitivement la pente au voisinage du Promontoire Ortégal et continue d'effectuer des boucles irrégulières avec une période proche de 10 jours.

Le RAFOS 28634 (en magenta) a été placé délibérément dans un Meddy de salinité maximale voisine de 36.15 psu vers 1000 m (soit une anomalie d'environ 0.35 psu par rapport à la climatologie), et est resté en son sein pendant un an. Ce Meddy assez intense (période de rotation de 6 j, vitesse azimutale max. de 15 cm/s à 15 km du centre) ne s'est quasiment pas déplacé durant cette période.

Enfin, le MARVOR 8125 (en rouge) a également été placé délibérément dans un meddy. Il y réalise un premier cycle de trois mois en tournant avec une période de 13 jours, puis un second cycle de trois mois avec une période de 8 à 10 jours. Sur ces six mois, le Meddy se déplace vers le sud-ouest à la vitesse moyenne élevée de 2.7 cm/s.

Ces trajectoires montrent que l'on rencontre également des meddies intenses et cohérents au nord-ouest de la péninsule Ibérique, que certains s'y forment, et que leur déplacement ne suit pas une loi générale simple. Ces Meddies jouent probablement un rôle important dans la diffusion du sel Méditerranéen de la pente continentale vers le large.

2.3. Tourbillons d'eau de la Mer du Labrador

Entre 1 500 m et 2 000 m de profondeur on rencontre en Atlantique Nord Est l'eau de la Mer du Labrador (LSW) qui est froide et peu salée, et au sud d'une limite généralement bien nette, une eau plus chaude et salée parfois appelée Eau Méditerranéenne profonde (DMW). L'existence de tourbillons cycloniques contenant de la DMW dans la zone où domine la LSW a été documentée par Schauer (1989) et Colin de Verdière et al. (1989). Paillet et al. (1998) montrent qu'il existe également des tourbillons anticycloniques contenant de la LSW dans la zone où domine la DMW. Ces auteurs montrent en outre que le front LSW-DMW présente les conditions nécessaires pour le déclenchement de l'instabilité barocline, ce qui suggère que ce processus pourrait être à l'origine de la formation de ces deux types de tourbillons.

3. GÉNÉRATION DE TOURBILLONS À PARTIR DE COURANTS CHANGEANT DE DIRECTION

Un nouveau processus de génération de tourbillons a été mis en lumière au cours de ces dernières années. Le principe et les applications en sont détaillés ici.

3.1. Courant sortant d'un détroit

Les études sur la génération de tourbillons à partir de courants changeant de direction ont débuté avec le cas d'un courant sortant d'un détroit orienté vers le nord (Pichevin et Nof, 1997). C'est en effet le cas le plus simple à étudier conceptuellement, et il permet d'aborder de façon générale les processus impliqués.

Considérons un courant d'eau chaude s'écoulant dans un canal orienté vers le nord dans un océan plus dense au repos. Intuitivement, à la sortie du canal, le courant va tourner à droite dans la direction de propagation des ondes de Kelvin, pour ensuite s'écouler vers l'est sous la forme d'un courant côtier (**Figure 3**). On peut montrer par un bilan intégré de quantité de mouvement zonale que cette situation est physiquement impossible. En effet, par analogie avec un réacteur d'avion, la branche de courant s'écoulant vers l'est exerce une force vers l'ouest, force qui doit être contrebalancée. Ceci conduit à la génération périodique de tourbillons se propageant vers l'ouest sous l'action de l'effet beta (**Figure 4**).

Pour calculer taille et périodicité de formation de ces tourbillons, nous avons développé une nouvelle technique analytique qui permet d'étendre à des cas périodiques des théorèmes de calcul de bilans intégrés existant jusqu'à présent uniquement dans des cas stationnaires. Nous sommes alors parvenus à calculer des ordres de grandeur de la taille et de la périodicité de formation des tourbillons.

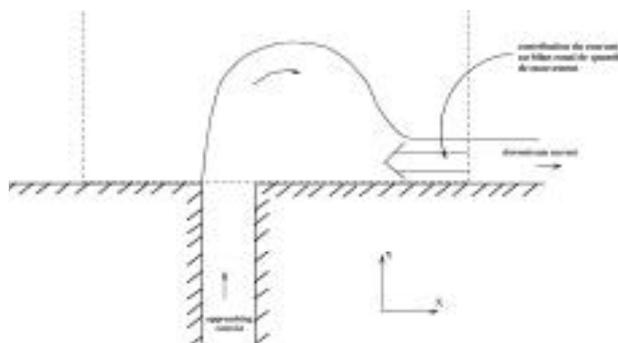


Fig. n°3 : Configuration étudiée : un courant d'eau chaude sort d'un canal orienté vers le nord dans un océan plus dense au repos, et tourne à droite (puisque les ondes de Kelvin se propagent dans cette direction) formant un courant côtier s'écoulant vers l'Est. On peut montrer qu'il est le seul à contribuer au bilan intégré de quantité de mouvement zonale, qui n'est donc pas équilibré : cette configuration n'est donc pas possible.

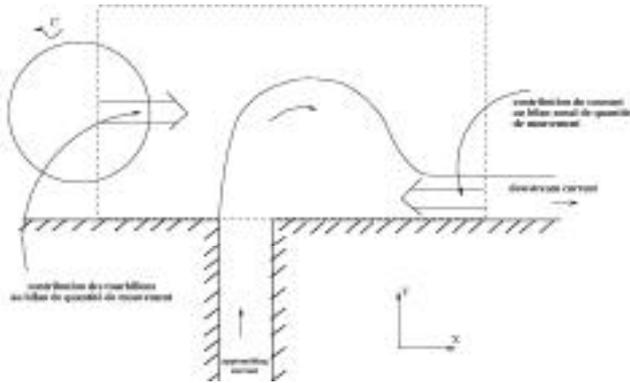


Fig. n°4 : La génération périodique de tourbillons se propageant vers l'est sous l'action de l'effet beta permet de contrebalancer la quantité de mouvement du courant côtier s'écoulant vers l'Est.

Nous avons appliqué cette théorie au cas du Golfe du Mexique. Un courant s'y écoule vers le nord à travers le détroit du Yucatan, transportant environ 30 Sv d'eau chaude ; il pénètre dans le Golfe du Mexique puis tourne vers l'est vers le détroit de Floride, tandis qu'en moyenne, un tourbillon se forme tous les 8 à 13 mois. Notre théorie y prévoit alors la formation d'un tourbillon de 240 km tous les 300 jours, ce qui est en bon accord avec les observations. Ce mécanisme tout à fait général peut a priori s'appliquer à tout courant changeant de direction. Nous l'avons appliqué dans d'autres cas.

3.2. Courant contournant un cap

Nous appliquons maintenant notre "théorie" au cas d'un cap, et nous allons nous intéresser plus particulièrement au cap Saint Vincent (Pichevin et Nof, 1996). Par le détroit de Gibraltar s'écoule un courant d'eau d'origine méditerranéenne vers l'Atlantique. Ce courant, qui est stabilisé à une profondeur d'environ mille mètres, longe les côtes de la péninsule ibérique et, arrivé au cap Saint Vincent, le contourne sous l'action de la force de Coriolis pour s'écouler vers le nord le long des côtes portugaises. Tout récemment, on a observé que le Cap Saint Vincent était également un site de formation de meddies.

Le problème est modélisé en donnant au cap un angle de 360 degrés, c'est-à-dire qu'il consiste en un mur zonal de longueur finie. Un courant côtier, de densité ρ , s'écoule au dessus d'un océan infiniment profond au repos (de densité $\rho + \Delta\rho$) avec le mur sur sa droite. Le courant atteint le cap et, sous l'action de la force de Coriolis, le contourne pour s'écouler vers l'Est, le mur étant ainsi toujours situé sur sa droite. On peut à nouveau montrer analytiquement qu'il ne peut y avoir d'état stationnaire, et que des tourbillons vont se former et se propager vers l'ouest, processus qui est également confirmé par nos expériences numériques.

Nous avons également commencé à étudier numériquement des configurations où la côte fait un angle plus ouvert. Pour un angle de 315 degrés, les premiers résultats

montrent un comportement similaire. Il nous reste à approfondir le rôle de l'angle.

3.3 Courant se détachant d'une côte

De nombreux courants côtiers finissent, pour une raison ou pour une autre, par se détacher de la côte pour s'écouler vers l'intérieur de l'océan. Le cas le plus célèbre est celui du Gulf Stream. A ce détachement, correspondant à un changement de direction, pourrait être associée la génération de tourbillons.

Nous modélisons le problème comme suit (Nof et Pichevin, 1996 ; Pichevin, Nof et Lutjeharms, 1998) : un courant de bord ouest, de densité ρ , s'écoule vers le nord-ouest au dessus d'un océan infiniment profond au repos (de densité $\rho + \Delta\rho$), et subit une réflexion pour s'écouler vers l'Est. A nouveau, l'équilibre de la quantité de mouvement est accompli si des tourbillons se forment et se propagent vers l'ouest. Jusqu'à présent, ce processus a été appliqué à deux courants particuliers jouant un rôle important dans la circulation de l'Atlantique.

Application 1 : Courant du Brésil

Les observations montrent que, en été et en automne, la circulation de surface dans l'ouest de l'océan atlantique tropical est dominée par la réflexion du courant du Brésil. Ces observations montrent également que cette réflexion s'accompagne de la génération de 2 ou 3 tourbillons par an. Ces tourbillons ont un diamètre de l'ordre de 400 à 800 km. En dépit de nombreux travaux analytiques ou numériques, on n'avait pas encore vraiment compris pourquoi de tels tourbillons étaient générés, et notre théorie vient proposer une explication cohérente (Nof et Pichevin, 1996).

Application 2 : Courant des Aiguilles

Le Courant des Aiguilles est également un courant de bord ouest subissant une réflexion au large de l'Afrique du Sud, et qui génère régulièrement des tourbillons qui se propagent vers l'Atlantique. Cette génération est un problème théorique depuis longtemps pour les océanographes. La théorie que nous avons mise en place fournit une explication et de bons ordres de grandeurs à la génération de ces tourbillons. Elle est de plus confirmée par des expériences numériques (Pichevin, Nof et Lutjeharms, 1998).

4. PROPAGATION DE TOURBILLONS ET INTERACTIONS AVEC LA TOPOGRAPHIE

Pour comprendre les trajectoires observées de Meddies, plusieurs processus physiques ont été étudiés. Les résultats obtenus sont bien sûr applicables à des tourbillons différents (anneaux du Gulf Stream, Swoddies...).

Les processus étudiés ici, responsables de la propagation des tourbillons, peuvent se ranger dans trois catégories distinctes :

- Influence de la sphéricité de la terre (effet beta).
- Interaction avec un courant moyen de grande échelle.
- Interaction avec une topographie sous marine.

4.1. Influence de l'effet beta

Un travail, théorique et numérique, a étudié en détail le rôle de la structure en vorticité potentielle du tourbillon sur son déplacement (Morel et McWilliams, 1997 ; Sutyryn et Morel, 1997). Les tourbillons peuvent être classés en deux catégories selon l'intensité de leur vorticité.

Pour de fortes vorticités, la structure en vorticité potentielle est dominée par le terme de vorticité relative avec un cœur négatif (on considère des vortex anticycloniques) et une couronne positive. Sur le plan beta, le vortex se déplace alors de manière bien régulière vers le Sud-Ouest (pour un anticyclone) avec des vitesses de déplacement de l'ordre de 1 cm/s.

Si la vorticité est faible et que la vorticité potentielle est dominée par les effets de stretching (denivellation des surfaces isopycnales), la structure du vortex se déforme et l'axe du tourbillon s'incline. Dans ce cas, les trajectoires du tourbillon deviennent chaotiques, avec des boucles, des points de rebroussement, et leur vitesse de propagation peut atteindre les 6 à 8 cm/s (Figure 5). Ce type de trajectoire a été observé sur les Meddies lors de leur suivi à l'aide de bouées dérivantes.

4.2. Interaction avec un courant de grande échelle

Lors de leur déplacements dans les bassins océaniques, les tourbillons interagissent avec les courants de grande échelle et leur évolution se voit modifiée. Par

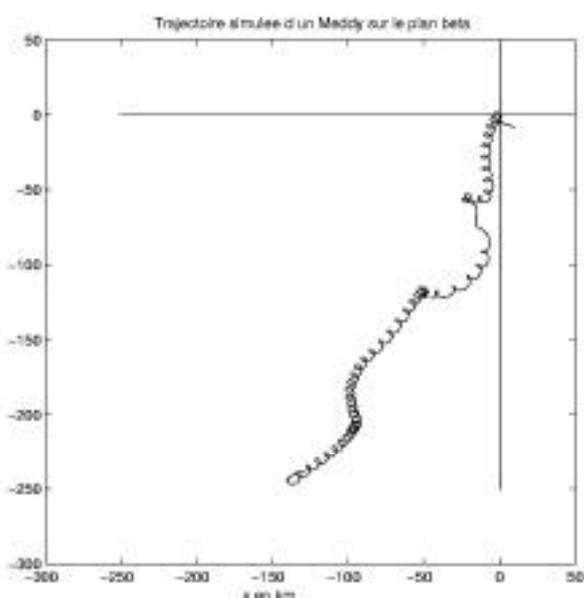


Fig. n°5 : Trajectoire simulée d'un flotteur de type RAFOS immergé dans un Meddy se déplaçant sur le plan beta.

exemple leur trajectoire va changer du fait de l'advection par ces courants, mais des phénomènes plus complexes, dus au fait que ces courants moyens sont associés à des dénivellations de surfaces isopycnales, rentrent en jeu. Il a été montré que ces nouveaux processus, à nouveau expliqués en terme de vorticité potentielle associée au courant moyen, sont susceptibles d'engendrer des changements significatifs dans l'évolution des tourbillons (aussi importants que l'advection pour ce qui est de l'impact sur la trajectoire).

Des expériences numériques ont été réalisées à partir d'un modèle quasigéostrophique et ont mis en lumière l'importance de ces effets complémentaires (Morel, 1995). Un modèle analytique de prévision de déplacement d'un tourbillon lors de son interaction avec un courant moyen a été développé par Frédéric Vandermeirsch (en thèse au CMO). Des analyses sur les résultats de ce modèle analytique sont en cours.

4.3. Interaction avec un relief sous-marin

Les tourbillons, lors de leur déplacement dans un bassin océanique, rencontrent très souvent des reliefs importants (monts sous marin, dorsales, rebord de talus) et interagissent avec eux. Deux processus différents relatifs à ce problème d'interaction tourbillon/topographie ont été étudiés :

- Quand le relief sous marin varie fortement sur de large étendues (pente aux abords de dorsale, chaînes de monts sous marins), la topographie a alors sur le vortex une influence dispersive dans les couches de fond (Thierry et Morel, 1998). La circulation associée au vortex dans les couches profondes est alors fortement atténuée. Cette influence se fait ressentir jusque dans les couches de surface si le rayon du tourbillon dépasse un rayon critique, fonction de la stratification et de la pente de la topographie. Pour des rayons importants, les tourbillons se dispersent et se désagrègent totalement sous forme d'ondes de Rossby topographiques.

La Figure 6 illustre ce résultat en présentant l'état d'un tourbillon océanique de 100 km de rayon avec (b pente N-S ; c pente E-O) et sans topographie (a). Pour des tourbillons de taille moins importante, cette dispersion ne se fait sentir que dans les couches de fond et un vortex dont le cœur est situé en surface ou subsurface va alors garder son identité et évoluer comme si la couche profonde était au repos (comme dans un modèle gravité réduite ou la couche inférieure est infiniment épaisse). Des expériences numériques et physiques (cuve tournante du laboratoire Coriolis) et des analyses dimensionnelles ont permis de mettre en évidence ce phénomène dispersif et de comprendre son impact sur la dynamique d'un tourbillon.

- Lors de l'interaction d'un tourbillon avec un mont isolé, d'autres phénomènes et processus vont apparaître. Selon que la topographie est directement en contact avec le cœur du vortex ou non, celui-ci va s'éroder lentement ou au contraire se casser en deux. Ces résultats s'appli-

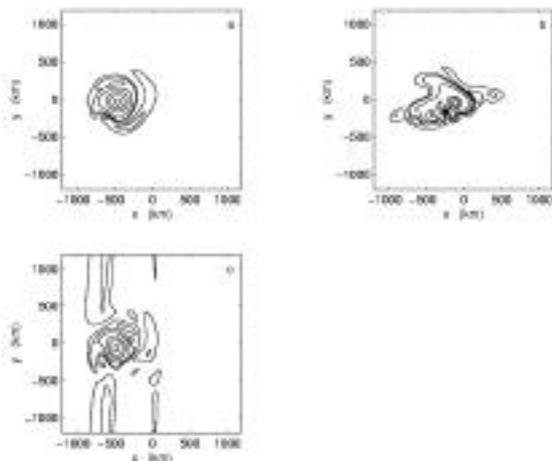


Fig. n°6 : Structure d'un tourbillon de surface de rayon 100 km évoluant sur le plan beta seul (a), en présence d'une forte topographie de fond orientée Nord-Sud (b) ou Ouest-Est (c) au bout de 100 jours. Le graphe représente des isocontours de fonction courant. Noter les importantes déformations typique d'une dispersion dans les cas (b) et (c).

quent aux meddies, mais aussi aux anneaux du courants des Aiguilles. Ces études, numériques et expérimentales, ont été menées avec Pierre Graziani et Steven Herbertte, en collaboration avec Michel Arhan.

5. STABILITÉ DE TOURBILLONS QUASI-GÉOSTROPHIQUES BAROCLINÉS

Les tourbillons océaniques ont une influence limitée: leur champ de vitesse décroît rapidement à l'infini, ainsi que leur circulation barotrope. Cette propriété contraint fortement leur distribution tridimensionnelle de vorticité potentielle, et leurs propriétés de stabilité. Ici la stabilité de tourbillons isolés est abordée à l'aide de techniques mathématiques analytiques et de modélisation quasi-géostrophique numérique. Si le modèle quasi-géostrophique est limité à des mouvements non frontaux, sa robustesse est avérée et sa pertinence aux tourbillons océaniques est démontrée par de nombreux travaux (Verron et al., 1987, Barnier et al., 1991).

Il est maintenant démontré que des tourbillons bidimensionnels linéairement instables peuvent se stabiliser non linéairement sous des formes multipolaires (Carton et Legras, 1994 ; Morel et Carton, 1994). Ce processus se généralise aux écoulements stratifiés pour des tourbillons dans un modèle QG bi-couche ; les paramètres de ces tourbillons idéalisent des swoddies. Leur distribution radiale de vorticité potentielle a été choisie continue, puis constante par morceaux (Carton et McWilliams, 1996 ; Carton et Corréard, 1998).

Ici, les tourbillons continus ont des profils gaussiens ou exponentiels cubiques. Le choix entre les deux profils de vitesse est difficile à réaliser à partir des données. Deux paramètres déterminant leur instabilité sont le rapport du rayon du tourbillon R au rayon de déformation

interne R_d , et le rapport des vitesses du tourbillon dans les deux couches, V_{inf}/V_{sup} . L'instabilité linéaire des tourbillons gaussiens aux perturbations elliptiques est essentiellement barocline pour des paramètres caractéristiques des swoddies dans le golfe de Gascogne ($R = 25$ km, $R_d = 22.5$ km, $V_{sup} = 2 V_{inf}$). Les tourbillons de profil exponentiel cubique sont évidemment plus sensibles à l'instabilité barotrope, par leur cisaillement horizontal de vitesse accru. De tels tourbillons, initialement perturbés elliptiquement, se brisent en deux dipôles baroclines si l'instabilité et la perturbation initiale sont intenses. Pour des instabilités plus modérées, ces tourbillons peuvent se transformer en des tripôles baroclines stationnaires (Figure 7). En fait, les tripôles ne sont stationnaires que si la composante barotrope initiale du tourbillon est suffisante ($V_{sup} \sim 2 V_{inf}$). Les tourbillons plus baroclines produisent des tripôles instationnaires ou des ellipses contra-rotatives.

L'étude des tourbillons à vorticité potentielle constante par morceaux aboutit à des résultats similaires, pour des swoddies idéalisés sur deux couches. En particulier, des tripôles intensifiés en surface sont formés dans des conditions similaires à celles des tourbillons continus. Cependant, il existe des tripôles baroclines à vorticité potentielle constante par morceaux, dont la partie profonde est composée de deux tourbillons alignés sous les tourbillons périphériques de surface, sans tourbillon central. De tels tripôles se forment pour des rapports de vorticité potentielle entre couches $VP_{sup} = 4 VP_{inf}$ (Corréard et Carton, 1998).

Cette étude est actuellement étendue à l'instabilité de tourbillons intrathermoclines, idéalisant des meddies, dans un modèle quasi-géostrophique à 5 couches (Tychensky, 1998). Les premières conclusions sont très similaires : des meddies tripolaires peuvent se stabiliser non linéairement à partir de meddies perturbés elliptiquement. Ces meddies, à vorticité potentielle constante par morceaux, sont constitués d'un tripôle en couche 3, surmonté d'un cœur en couche 2, et surplombant deux tourbillons en couche 4 (alignés sous les tourbillons périphériques de couche 3). Pour les swoddies et les meddies tripolaires, la brisure asymétrique est une évolution fréquente à long terme. Si des swoddies tripolaires ont été observés dans les images infra-rouge satellitaires, les observations de meddies tripolaires n'existent pas encore.

CONCLUSIONS

Les observations de tourbillons permettent d'établir des structures hydrologiques moyennes, ainsi que les déviations par rapport à cette moyenne, pour chaque type de tourbillon (d'eau centrale, méditerranéenne et de la mer du Labrador). Les études théoriques montrent ensuite comment des tourbillons peuvent être formés, se propager, interagir avec la topographie ou se déstabiliser. Cependant il reste encore une distance à franchir entre

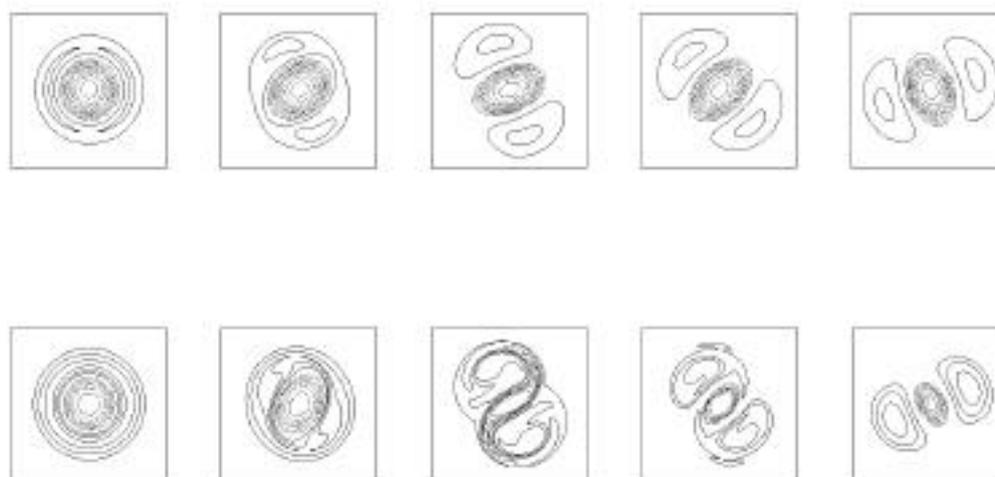


Fig. n°7 : Evolution temporelle de la vorticité potentielle (cartes horizontales par couche - sup et inf) pour un tourbillon exponentiel cubique (en vorticité relative), de rapport $V_{sup} = 2 V_{inf}$, perturbé elliptiquement. On note l'ajustement rapide en un tripôle dans la couche sup. et la forte filamentation conduisant à la diminution du cœur avant la formation du tripôle en couche inf. Le tripôle barocline final est stationnaire en rotation.

observations et modélisation: pour caractériser précisément les propriétés dynamiques des tourbillons, la modélisation requiert souvent la connaissance précise de leur structure 3D en vorticité potentielle, très difficile à acquérir dans l'océan. En sens inverse, les études de processus considèrent encore des tourbillons très simples, séparés de leur environnement, quelquefois dans un cadre formel idéalisé (quasi-géostrophique par ex.), qui permet les calculs mathématiques. Ces études doivent maintenant généraliser les résultats acquis aux tourbillons-types déduits des observations, et inclure simultanément tous les effets environnants

REMERCIEMENTS

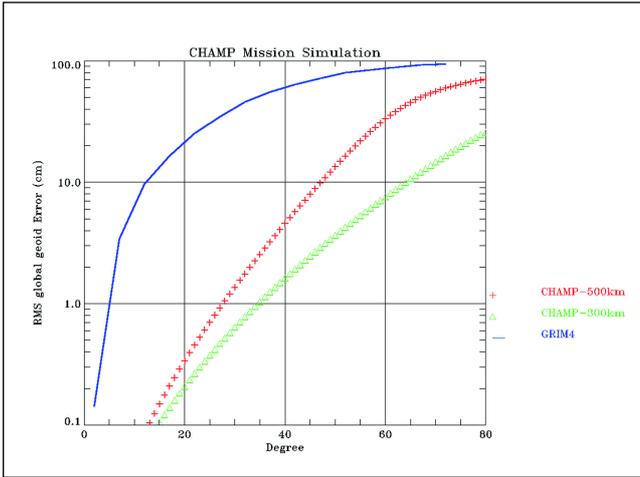
Ces recherches ont été financées par le contrat FRE-91009401 de la DGA.

RÉFÉRENCES

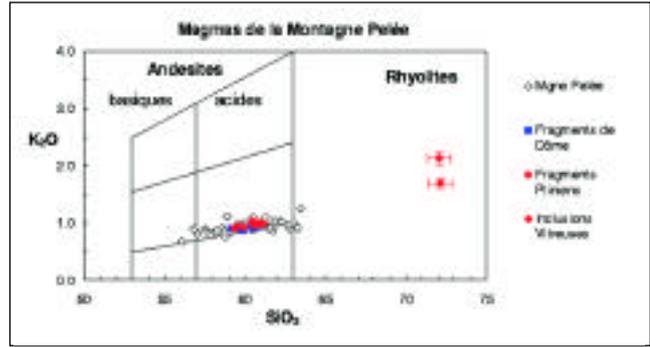
- Arhan, M., Colin de Verdière, A. and L. Mémerly, 1994: The Eastern Boundary of the Subtropical North-Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.*, 24, 1295-1316.
- Armi, L., and W. Zenk, 1984: Large lenses of highly saline Mediterranean Water. *J. Phys. Oceanogr.*, 14, 1560-1576.
- Barnier, B., Hua, B.L., and C. Le Provost, 1991: On the catalytic role of high baroclinic modes in eddy-driven large-scale circulation. *J. Phys. Oceanogr.*, 21, 976-997.
- Bower, A.S., L. Armi and I. Ambar, 1997: Lagrangian Observations of Meddy Formation during A Mediterranean Undercurrent Seeding Experiment. *J. Phys. Oceanogr.*, 27, 2545-2574.
- Carton, X.J. and B. Legras, 1994: The life-cycle of tripoles in 2D incompressible flows. *J. Fluid Mech.*, 267, 53-82.
- Carton, X.J. and S.M. Corréard, 1998: Baroclinic tripolar geostrophic vortices. Proceedings of the IUTAM-SIMFLOW conference. To appear.
- Carton, X.J. and J.C. McWilliams, 1996: Nonlinear oscillatory evolution of a baroclinically unstable geostrophic vortex. *Dyn. Atmos. Oceans*, 24, 207-214.
- Chérubin, L., A. Serpette, X. Carton, J. Paillet, O. Connan, P. Morin, R. Rousselet, B. Le Cann, P. Le Corre, T. Labasque, D. Corman and N. Poëte, 1997: Descriptive analysis of the hydrology and currents on the Iberian shelf from Gibraltar to Cape Finisterre: preliminary results from the SEMANE and INTERAFOS experiments. *Annales Hydrographiques*, 21, 768, 5-69.
- Colin de Verdière A., H. Mercier and M. Arhan, 1989: Mesoscale variability transition from the western to the eastern Atlantic along 48N. *J. Phys. Oceanogr.*, 19, 1149-1170.
- Corréard, S.M. and X.J. Carton, 1998: Formation and stability of tripolar vortices in stratified geostrophic flows. *Subm. to Il Nuovo Cimento*, C.
- De Ruijter, W., A. Biastoch, S. Drijfhout, J. Lutjeharms, R. Matano, T. Pichevin, P. Van Leeuwen and W. Weijer, 1998: Indian-Atlantic inter ocean exchange: Dynamics, estimation and impact. Submitted to *J. Geophys. Res.*
- Gould, W.J., 1983: The Northeast Atlantic Ocean. In: *Eddies in Marine Science*, ed. by A.R. Robinson, Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, 145-157.
- Morel, Y.G., and X.J. Carton, 1994: Multipolar vortices in two-dimensional incompressible flows. *J. Fluid Mech.*, 267, 23-51.
- Kupferman S.L., G.A. Becker, W.F. Simmons, U. Schauer, M.G. Marietta, and H. Nies, 1986: An intense cold-core eddy in the North-East Atlantic. *Nature*, 319-6, 474-477.
- Mc Dowell, S.E., and H.T. Rossby, 1978: Mediterranean Water: an intense mesoscale eddy off the Bahamas. *Science*, 202, 1085-1087.

- Morel, Y.G, 1995: The influence of an upper thermocline current on intrathermocline eddies. *J. Phys. Ocean.* 12, 3247-3252.
- Morel, Y.G. and J. McWilliams, 1997: Evolution of isolated interior vortices in the ocean. *J. Phys. Ocean.* 27 (1997), 727-748.
- Nof, D. and T. Pichevin, 1996: The retroflexion paradox. *J. Phys. Oceanogr.* 26, 11, 2344-2358.
- Nof, D. and T. Pichevin, 1998: Is the establishment of steady western gyres inevitable? in press in *J. Phys. Oceanogr.*
- Paillet, J., 1998: Central Water vortices of the Eastern North Atlantic. In press in *J. Phys. Oceanogr.*
- Paillet, J., M. Arhan and M.S. McCartney, 1998: The spreading of Labrador Sea Water in the Eastern North Atlantic. *J. Geophys. Res.*, 103, C5, 10223-10239.
- Pichevin, T. and D. Nof, 1997: The momentum imbalance paradox. *Tellus.* 49A, 298-319.
- Pichevin, T. and D. Nof, 1996: The eddy cannon. *Deep-Sea Res.* 43, 9, 1475-1507.
- Pichevin, T., D. Nof and J. Lutjeharms, 1998: Why are there Agulhas rings? in press in *J. Phys. Oceanogr.*
- Pingree R.D. and B. Le Cann, 1992: Three anticyclonic Slope Water Oceanic Eddies (SWODDIES) in the Southern Bay of Biscay in 1990. *Deep-Sea Res.*, 39, 1147-1175.
- Pollard, R.T., M.J. Griffiths, S.A. Cunningham, J.F. Read, F.F. Perez, and A.F. Rios, 1996: Vivaldi 1991: A study of the formation, circulation and ventilation of Eastern North Atlantic Central Water. *Prog. Oceanogr.*, 37, 167-192.
- Richardson, P.L., M.S. McCartney, and C. Maillard, 1991: A search for meddies in historical data. *Dyn. Atm. Oceans*, 15, 241-265
- Schauer, U., 1989: A deep saline cyclonic eddy in the West European Basin, *Deep-Sea Res.*, 36, 10, 1549-1565.
- Sutyrin G. and Y.G. Morel, 1997: Intense vortex motion in a stratified fluid on the beta-plane. An analytical model and its validation. *J. Fluid Mech*, 336, 203-220.
- Thierry V. and Y.G. Morel, 1998: Influence of a strong bottom slope on the evolution of a surface intensified vortex. Accepted for publication in *J. Phys. Oceanogr.*
- Verron, J., LeProvost, C. and W.R. Holland, 1987: On the effects of a midocean ridge on the general circulation: numerical simulations with an eddy-resolved ocean model. *J. Phys. Oceanogr.*, 17, 301-312.

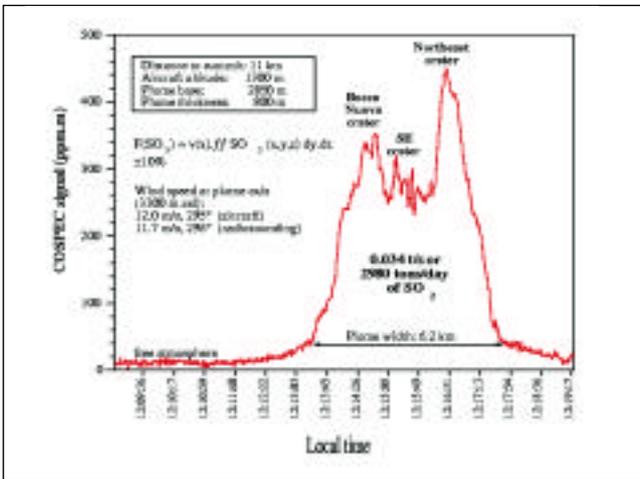
ILLUSTRATIONS COULEUR



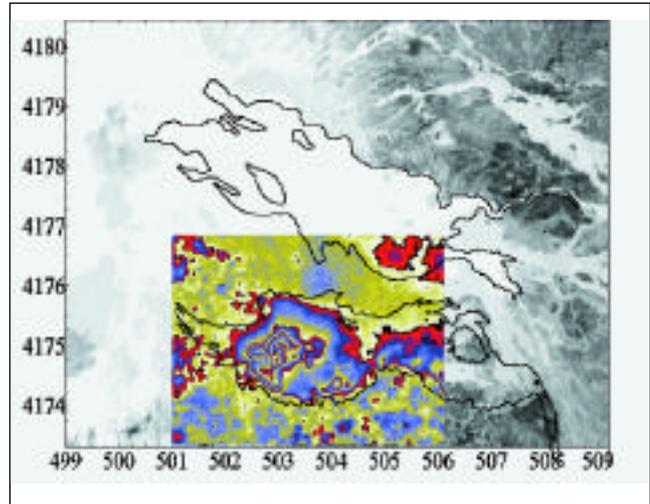
Page 29, fig. n°3 : Précisions intégrées du géoïde relatives au modèle GRIM4 et estimées par analyse de la mission CHAMP à 500, puis à 300 km



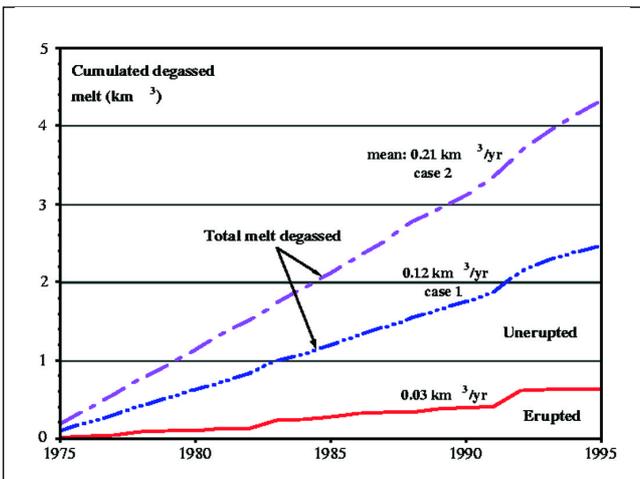
Page 114, fig. n°2 : Composition chimique des magmas émis à la Montagne Pelée depuis 14 000 ans. Echantillons de l'éruption de 650 ans B.P. : fragments pliniens (points) et peléens (carrés) ; les inclusions vitreuses (petits points) ont des compositions rhyolitiques. La composition plus basique (andésites acides) des roches totales de la Pelée est due à la forte proportions de phénocristaux dans ces magmas (cristallinité voisine de 50%)



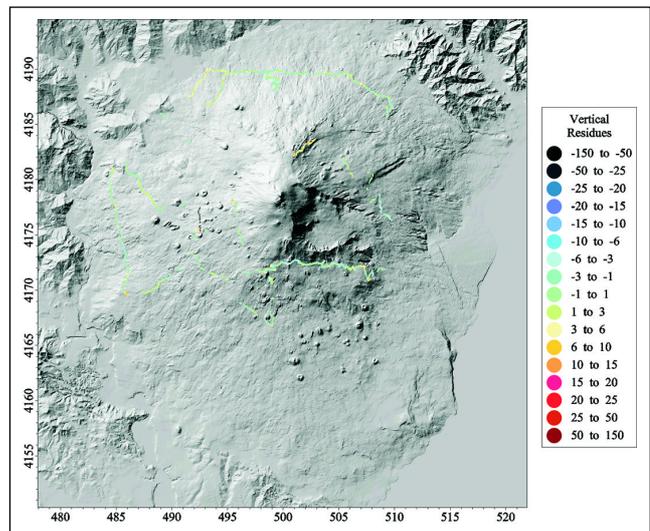
Page 105, fig. n°3 : Profil COSPEC aéroporté de la concentration et du flux de SO₂ dans le panache de l'Etna (16/06/97 : Allard et al., 1998). On distingue aisément le dégazage respectif des trois cratères sommitaux actifs à cette période (Bocca Nuova, SE et NE).



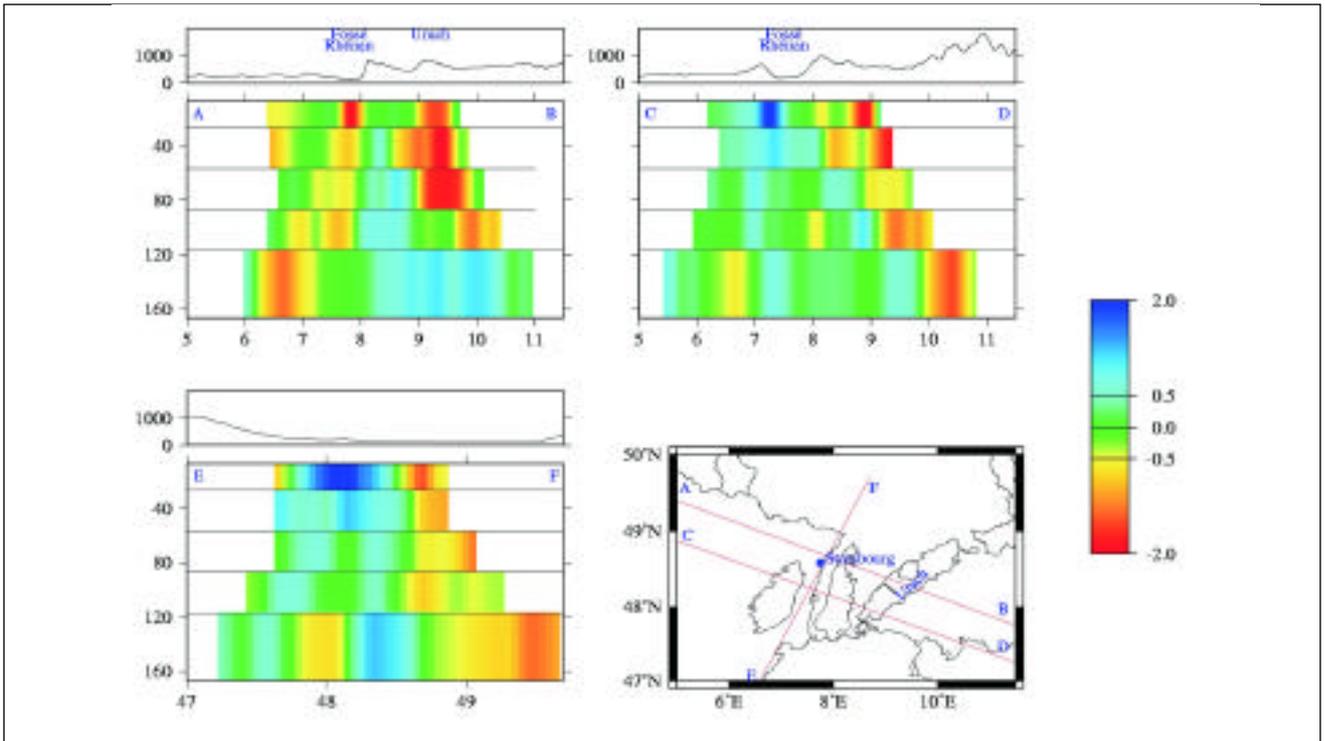
Page 123, fig. n°3 : Déformations mesurées par interférométrie sur la coulée de 1991-1993 (coordonnées TM WGS84).



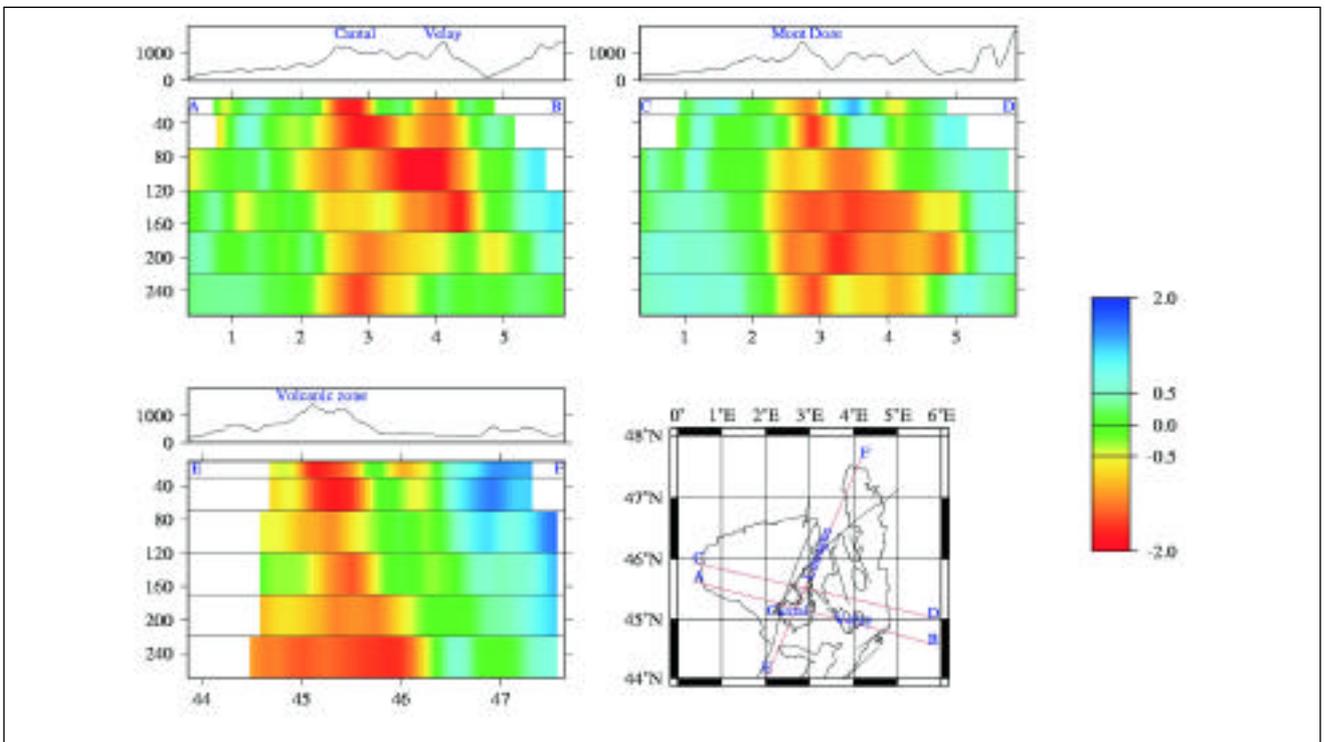
Page 106, fig. n°5 : Volumes cumulés de liquide basaltique, érupté et non-érupté, ayant alimenté le flux de soufre à l'Etna en 1975-1995. Les deux courbes pour le volume total dégazé prennent en compte une fraction massique de soufre variant entre 0,15 et 0,3% lors des dégazages intrusifs (Allard, 1997).



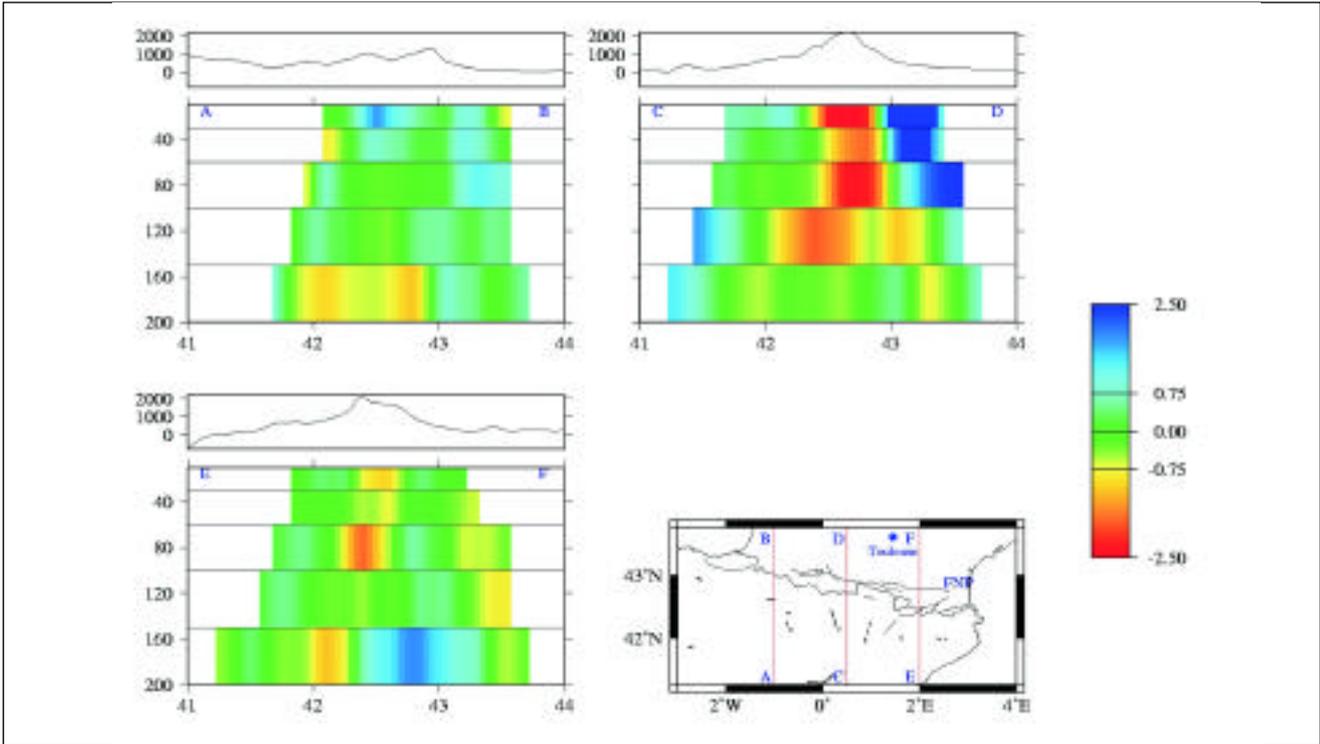
Page 124, fig. n°4 : Validation du MNT Pareschi à partir de données de GPS cinématique



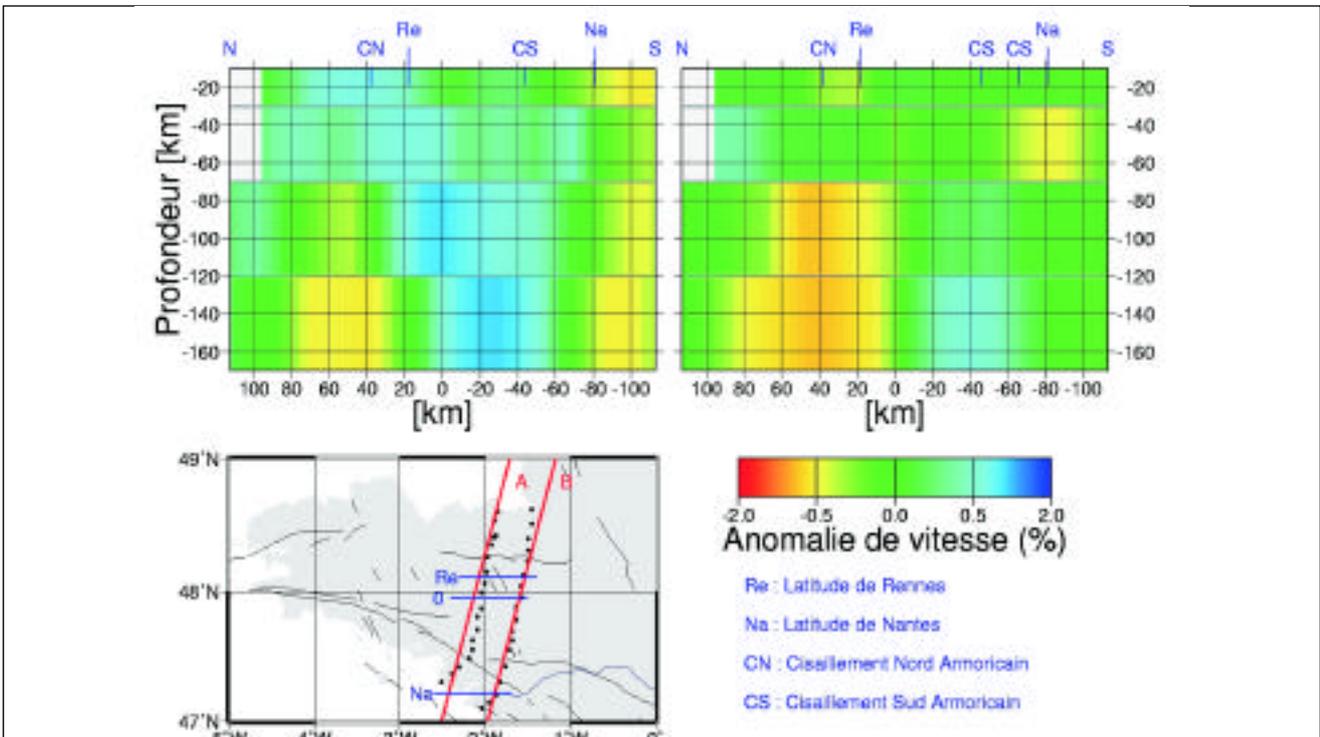
① Page 76, fig. n°1 : Perturbations de vitesses d'ondes P sous le Fossé Rhénan et l'Urach présentées sous la forme de coupes verticales. Elles sont exprimées en %. Les profils AB, CD et EF sont calculés à partir du modèle tridimensionnel 3D. Afin de minimiser d'éventuelles variations brutales des anomalies d'un bloc à l'autre, un filtre spatial est appliqué dans le plan horizontal de la couche pour ne pas introduire de couplage vertical artificiel. La longueur d'onde de coupure est fonction de la dimension des blocs dans la couche considérée. Les profils imagent le SLA jusqu'à 170 km de profondeur. La topographie est précisée. Le rouge du spectre indique des vitesses plus lentes, le bleu du spectre indique des vitesses plus rapides.



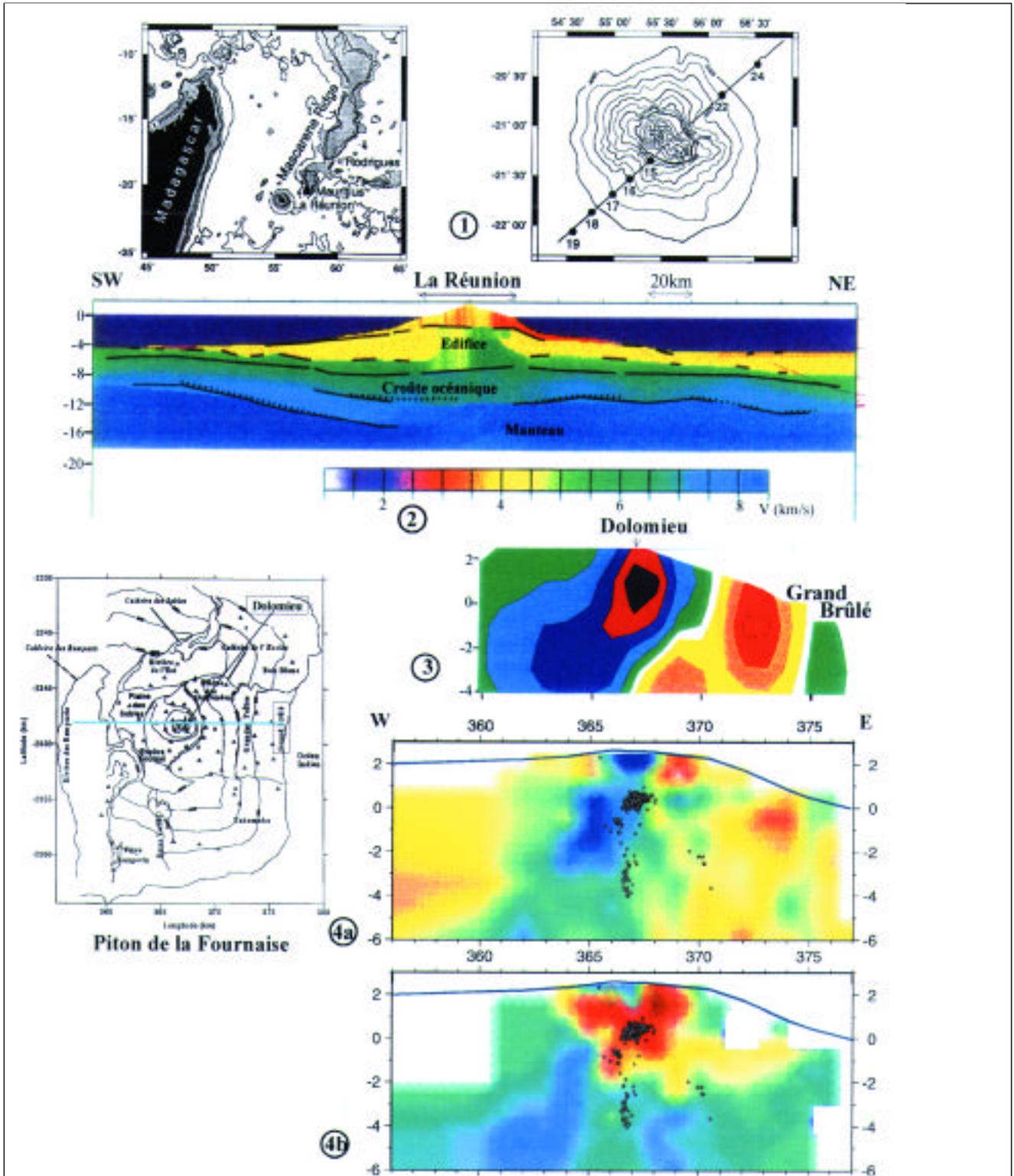
① Page 78, fig. n°3 : Perturbations de vitesses d'ondes P sous le Massif Central présentées sous la forme de coupes verticales. Elles sont exprimées en %. Les profils AB et CD échantillonnent les édifices volcaniques. Le profil EF traverse les volcans Cantal, Mont-Dore et suit le Fossé de la Limagne. La topographie est précisée. Les profils sont calculés à partir du modèle tridimensionnel 3D. Afin de minimiser d'éventuelles variations brutales des anomalies d'un bloc à l'autre, un filtre spatial est appliqué dans le plan horizontal de la couche pour ne pas introduire de couplage vertical artificiel. La longueur d'onde de coupure est fonction de la dimension des blocs dans la couche considérée. Les profils imagent le SLA jusqu'à 270 km de profondeur.



ⓐ Page 81, fig. n°5 : Perturbations de vitesses d'ondes P sous les Pyrénées. Elles sont exprimées en %. Les profils échantillonnent les domaines est, centre et ouest de la chaîne. FNP signifie Faille Nord-Pyrénéenne. Les profils AB, CD et EF sont calculés à partir du modèle tridimensionnel 3D. Afin de minimiser d'éventuelles variations brutales des anomalies d'un bloc à l'autre, un filtre spatial est appliqué dans le plan horizontal de la couche pour ne pas introduire de couplage vertical artificiel. La longueur d'onde de coupure est fonction de la dimension des blocs dans la couche considérée. Les profils imagent le SLA jusqu'à 200 km de profondeur.



ⓐ Page 83, fig. n°7 : Perturbations de vitesses d'ondes P sous le Massif Armoricain. Le dispositif de terrain est indiqué. Les profils sont calculés le long des deux lignes sismiques. La planche de gauche correspond au profil A, celle de droite au profil B.



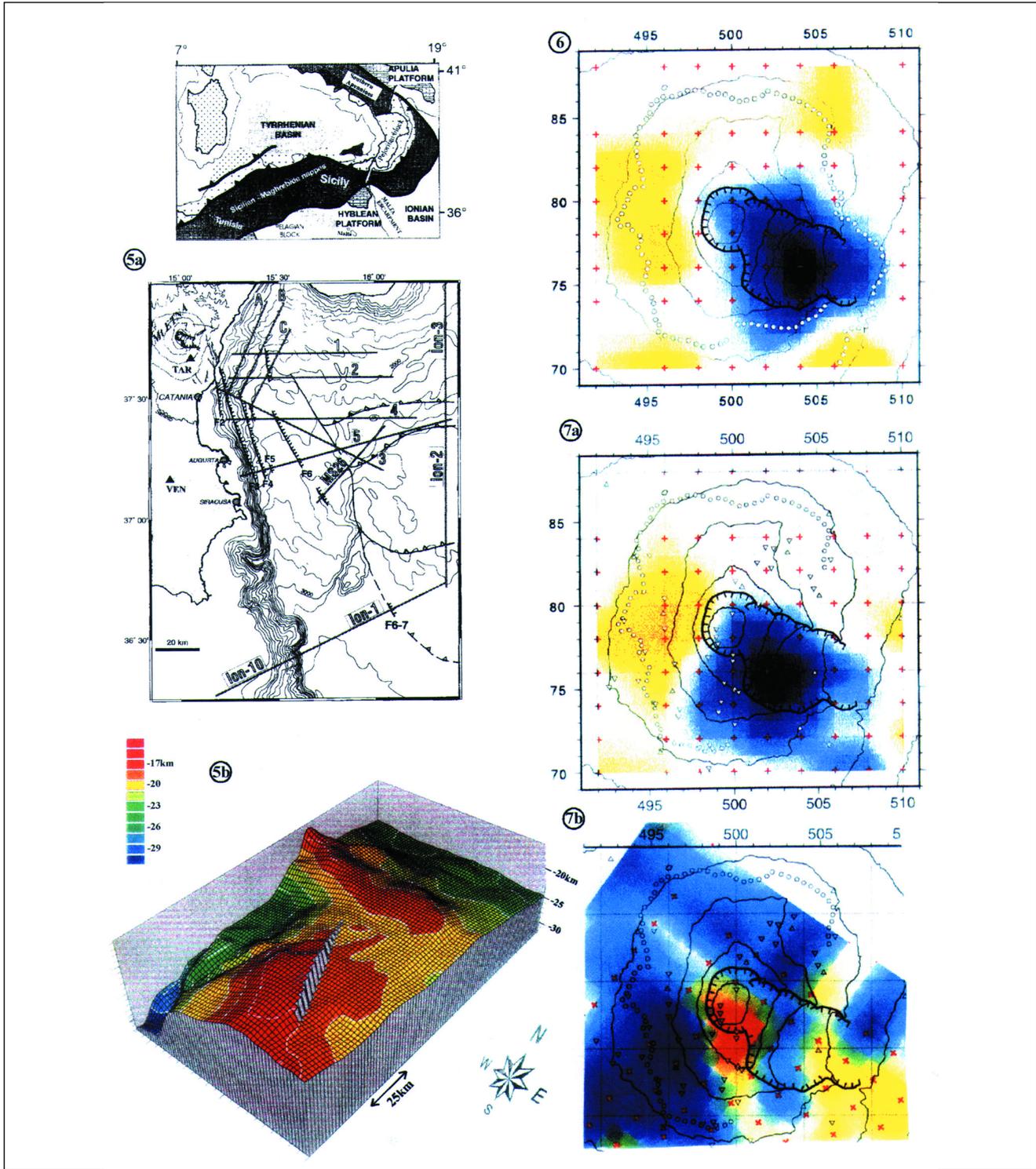
① Page 132,

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

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

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

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



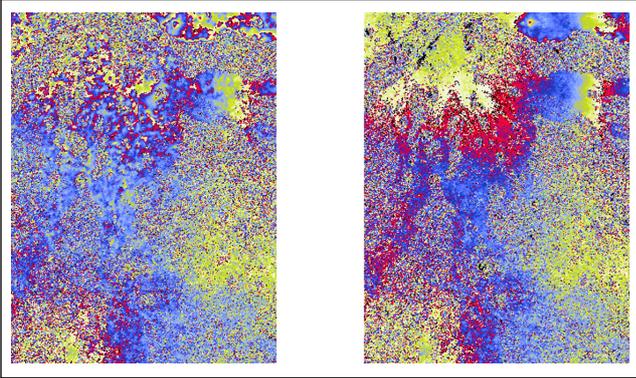
① Page 133,

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

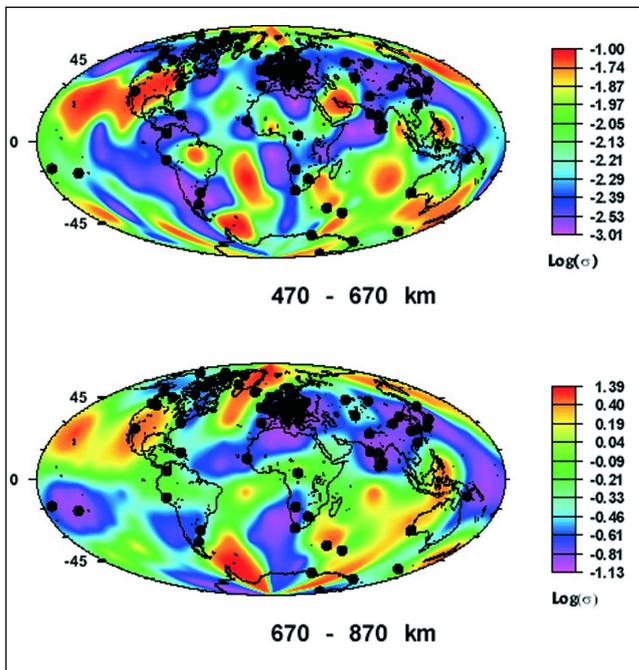
b) Vue perspective depuis la mer au SE, de la topographie du Moho vers l'Etna qu'on voit ainsi être situé sur le point haut au loin, formé par le Moho qui remonte depuis le Sud à travers la paléomarge Mésozoïque du promontoire continental Hybléen de la plaque Afrique puis plonge vers le Nord sous son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

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

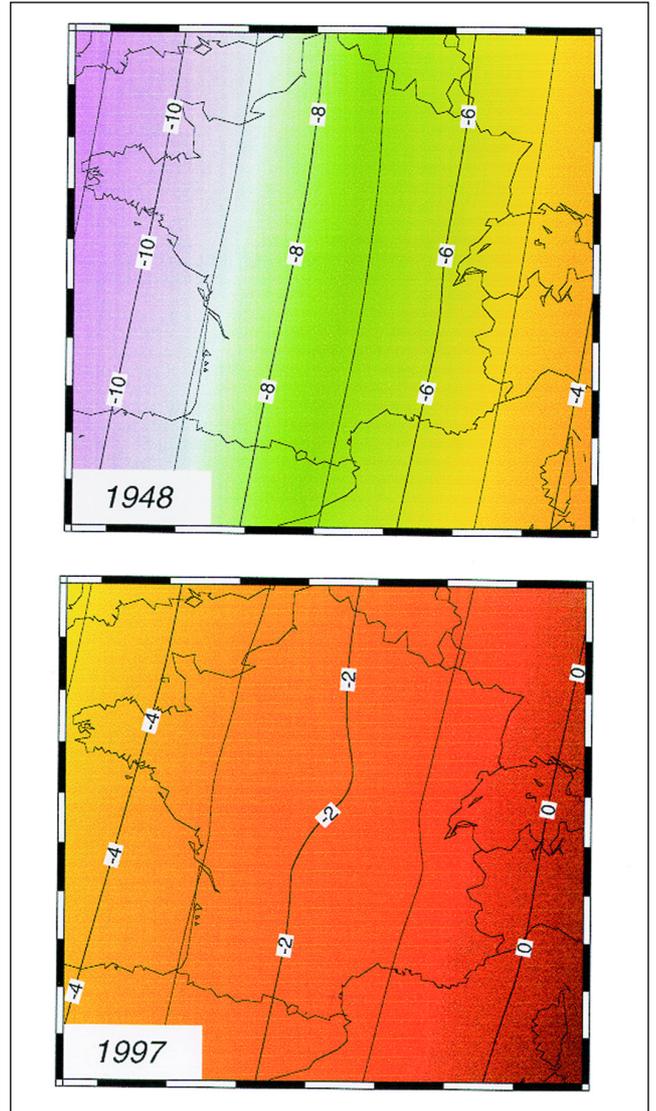
Fig. n°7 : D'après Laigle et al. (soumis). Cartes à 2 km de profondeur à travers la tomographie 3D de séismes locaux enregistrés dans trois déploiement temporaires de réseaux denses (bleu valeur forte, rouge faible). a) déviation de Vp. b) valeur de Vp/Vs.



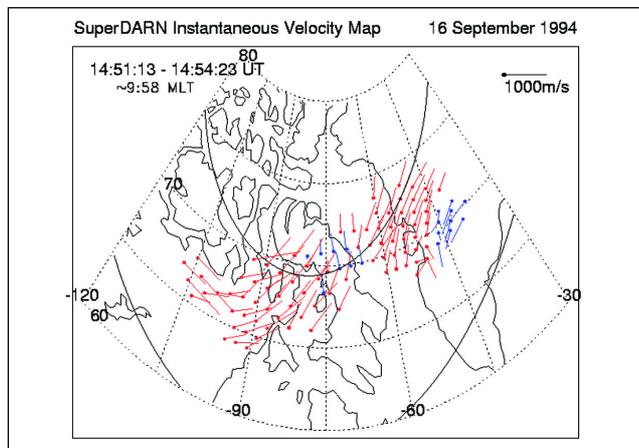
① Page 125, fig. n°5 : Amélioration d'un interférogramme par utilisation d'un MNT plus précis. (a) calcul avec le MNT ISTAR-1 (gauche), (b) calcul avec le MNT Pareschi (droite).



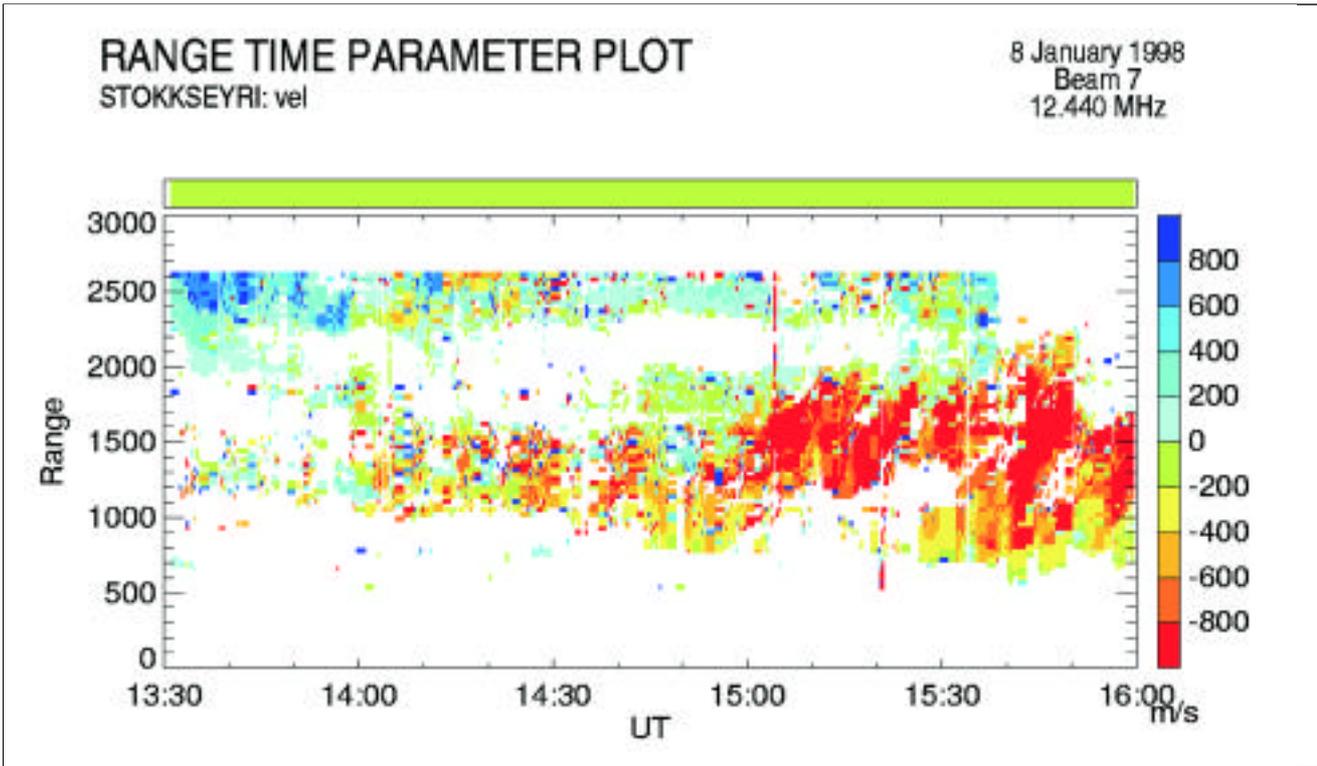
① Page 152, fig. n°4 : Modèles 3D de la distribution de la conductivité électrique du manteau à des profondeurs de 470-670 km et 670-870 km.



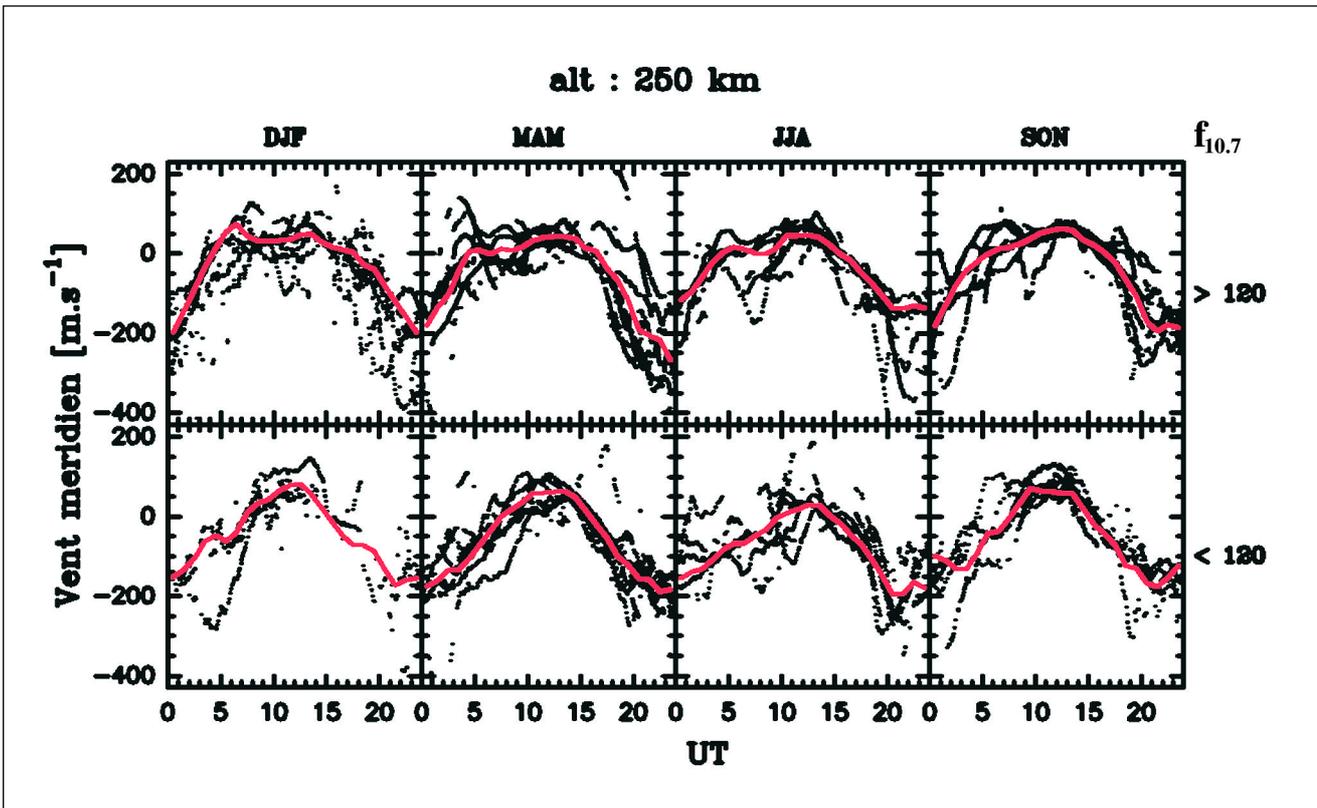
① Page 153, fig. n°5 : Cartes de la déclinaison magnétique en France obtenues avec les seules données des stations de répétition, pour les années 1948 et 1997. Si l'on admet une évolution de la déclinaison voisine de celle des vingt dernières années, la valeur de la déclinaison à Paris serait nulle (0°) en 2015.



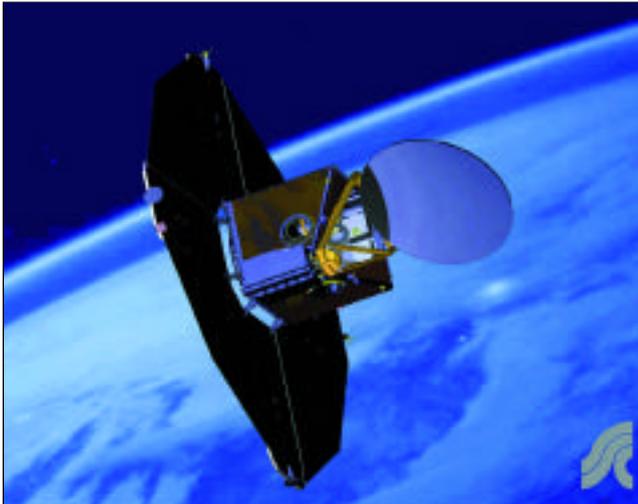
① Page 163, fig. n°3. Carte vectorielle de convection dans le secteur jour déterminée par les radars SuperDARN. On distingue clairement l'entrée du plasma dans la calotte polaire au niveau du cornet polaire.



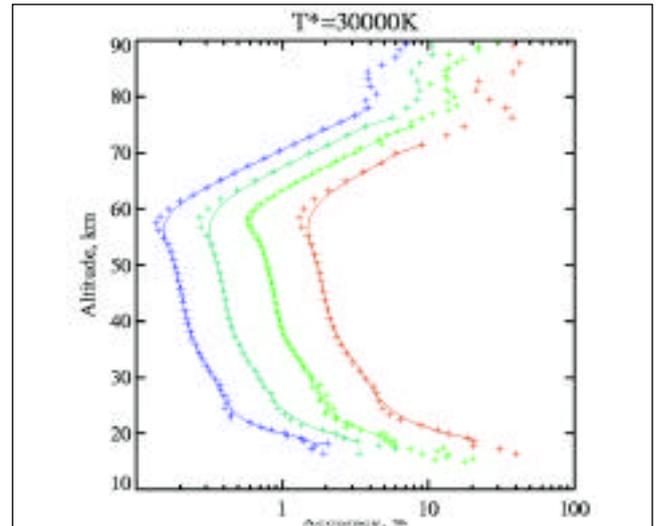
ⓐ Page 165, fig. n°5 : Sursauts de convection observés par le radar SuperDARN dans le secteur après-midi. Ces sursauts sont attribués à des événements de reconnexion sporadiques sur la face avant de la magnétosphère.



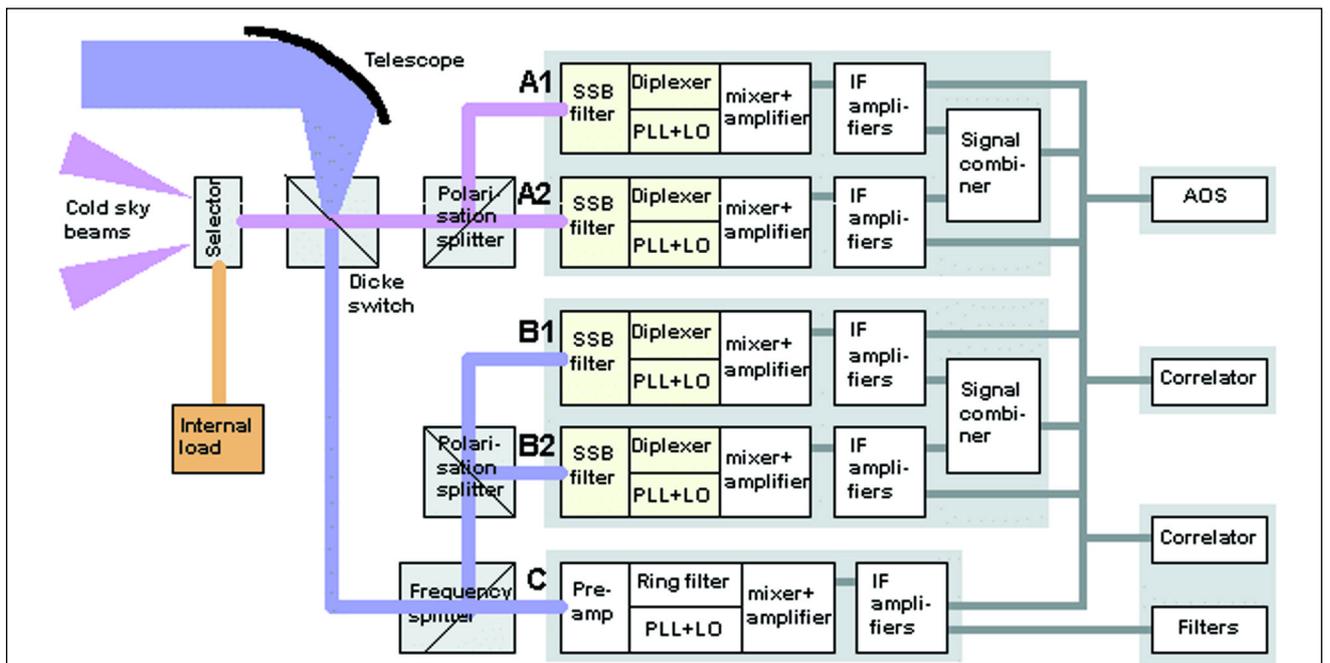
ⓐ Page 167, fig. n°7 : Vent méridien moyen à 250 km d'altitude déduit des mesures EISCAT effectuées en périodes magnétiquement calmes. Les mesures sont organisées en fonction de l'heure TU pour différentes saisons et 2 classes de flux solaire (Witasse et al., 1998).



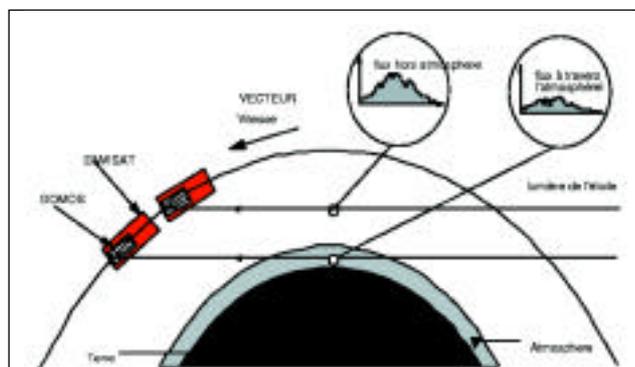
Ⓢ Page 192, fig. n°5 : Vue générale du satellite Odin en position déployée dans l'espace.



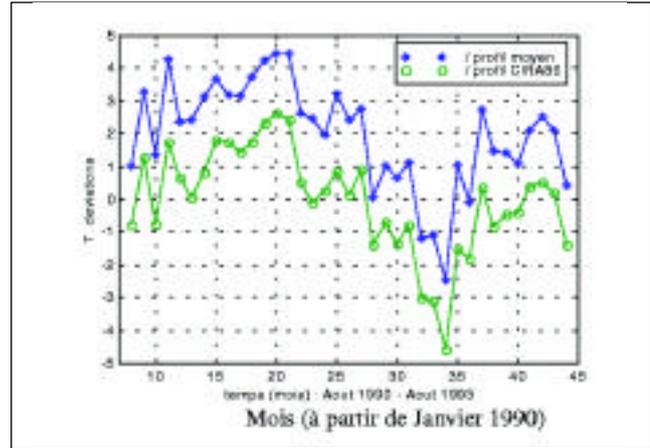
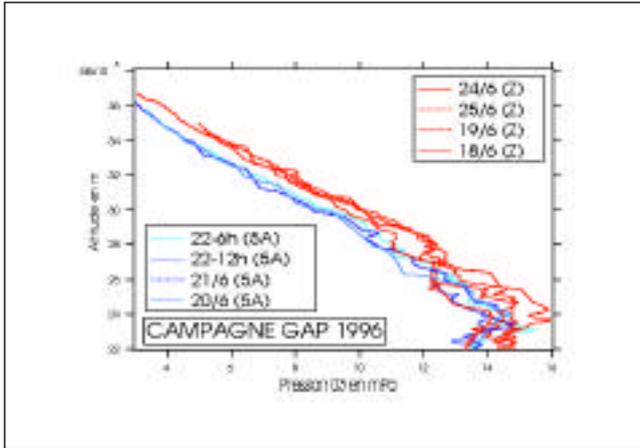
Ⓢ Page 196, fig. n°8 : précision attendue sur le rendu des colonnes d'ozone en fonction de la magnitude visuelle de l'étoile (0,1,2,3) pour une température stellaire de 30000K.



Ⓢ Page 193, fig. n°6 : Schéma de l'ensemble des récepteurs micro-ondes formant l'instrument Sub-Millimeter Radiometer

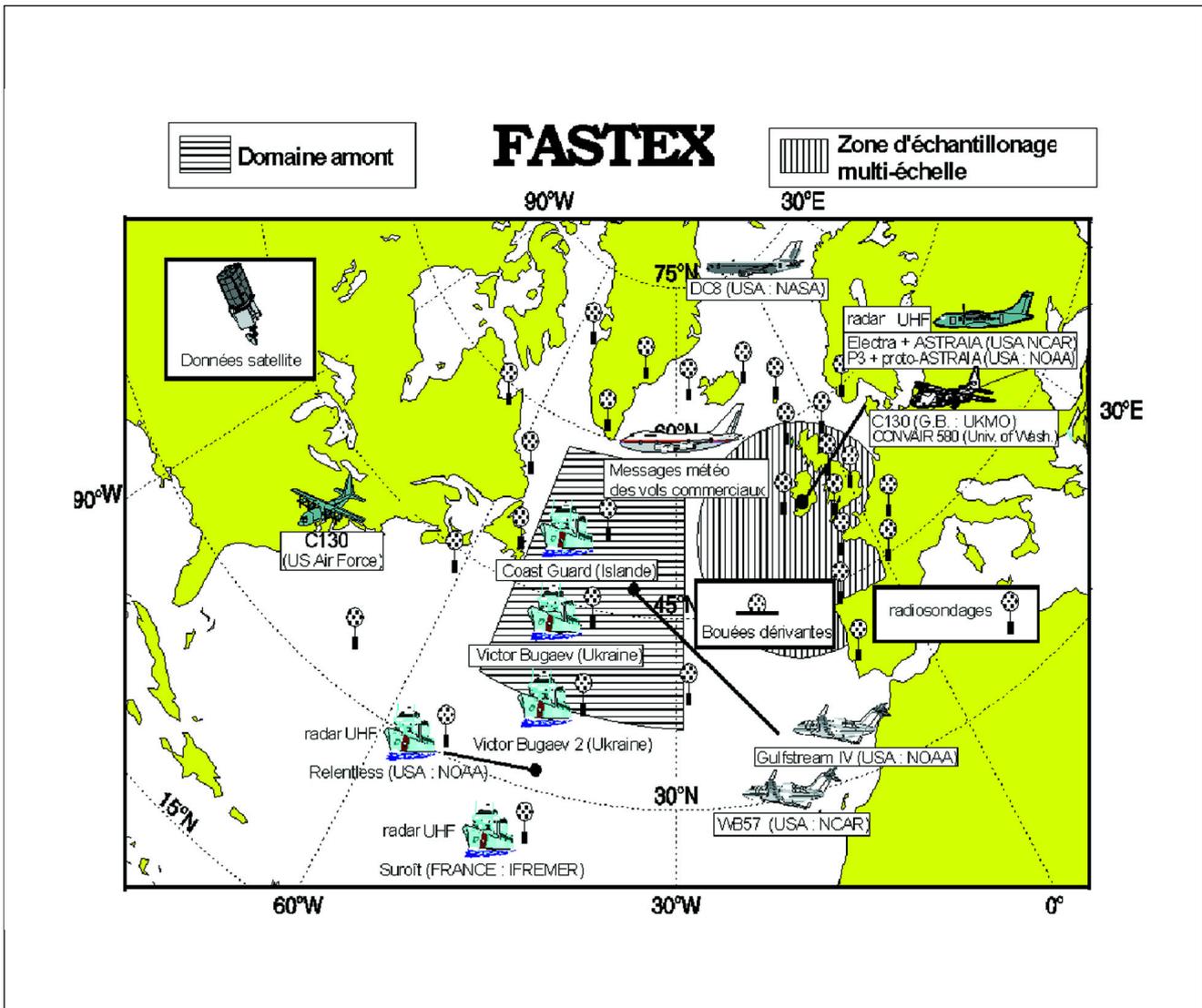


Ⓢ Page 194, fig. n°7 : Principe de la mesure par occultation stellaire.

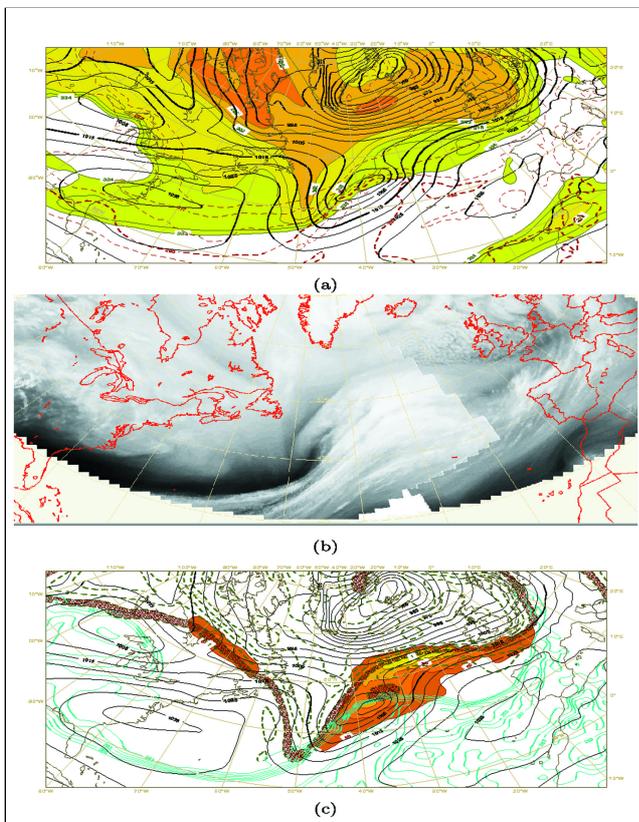
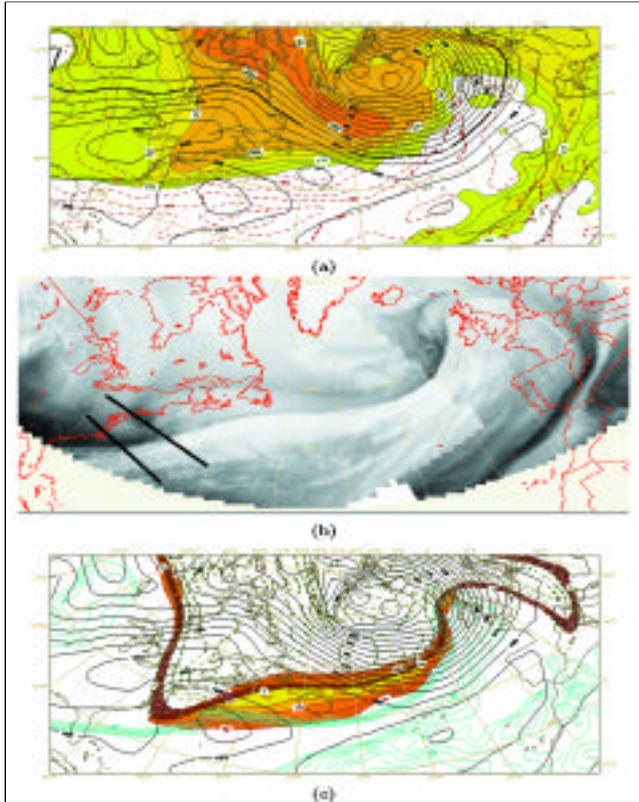


ⓐ Page 204, fig. n°3 : Profils verticaux d'ozone obtenus avec deux lots de sondes du même type mais de fabricants différents lors de la campagne de Gap (France) en Juin 1996.

ⓐ Page 213, fig. n°9 : Evolution temporelle des anomalies de température observées autour de 25 km d'altitude, à partir des sondages ballon, sur le site d'Irene (Afrique du sud) apres l'éruption du volcan Mont Pinatubo.



ⓐ Page 232, fig. n°1 : Dispositif expérimental de l'expérience internationale FASTEX. Il reposait sur l'activation des réseaux de mesures conventionnelles (ex : radiosondages) encadrant l'Atlantique Nord. Il se composait d'une partie amont regroupant en particulier 4 navires et deux avions à réaction (voir texte) et d'une zone aval appelée zone d'échantillonnage multi-échelle (ou MSA en Anglais) activant trois avions à réaction.

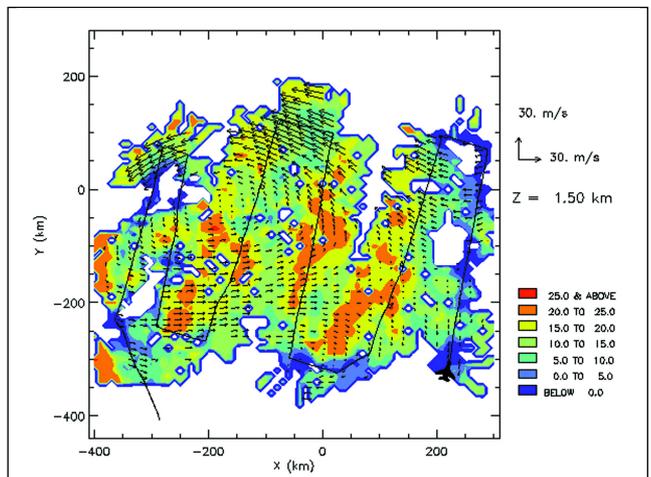


Ⓛ Page 234, fig. n°3 : Comme sur la Figure 2 pour le 18 février 1997 à 12 h (extrait de l'analyse faite par Cammas et al. 1999).
L'image satellite montre le développement nuageux associé à la dépression 41 après creusement.

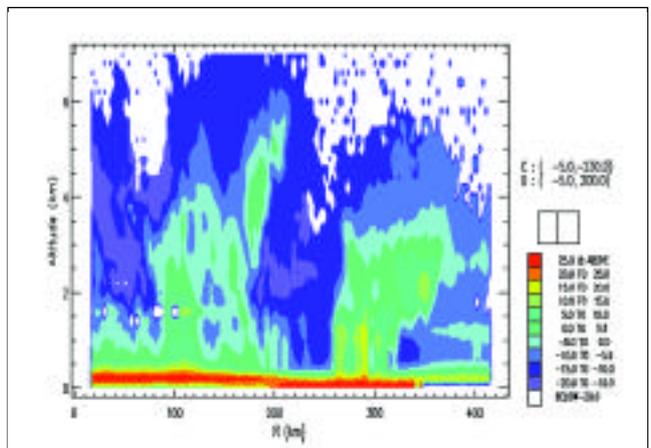
Ⓛ Page 233, fig. n°2 : Situation synoptique le 17 février 1997 à 12 h sur l'Atlantique Nord (extrait de l'analyse faite par Cammas et al. 1999).

- a) Champs de pression en surface (trait plein), de w' (température potentielle du thermomètre mouillé à 925 hPa ; ligne discontinue) et de température potentielle sur la surface 2 PVU (en grisé) déduits des analyses du modèle ARPEGE (1.5degré par 1.5 degré).
- b) Images satellitales composites dans le canal vapeur d'eau déduites de GEOS et METEOSAT
- c) Champs de w' à 850 hPa (trait plein), de tourbillon potentiel sur la surface isentrope 310K (ligne discontinue) et de vent sur la surface 2 PVU (en grisé).

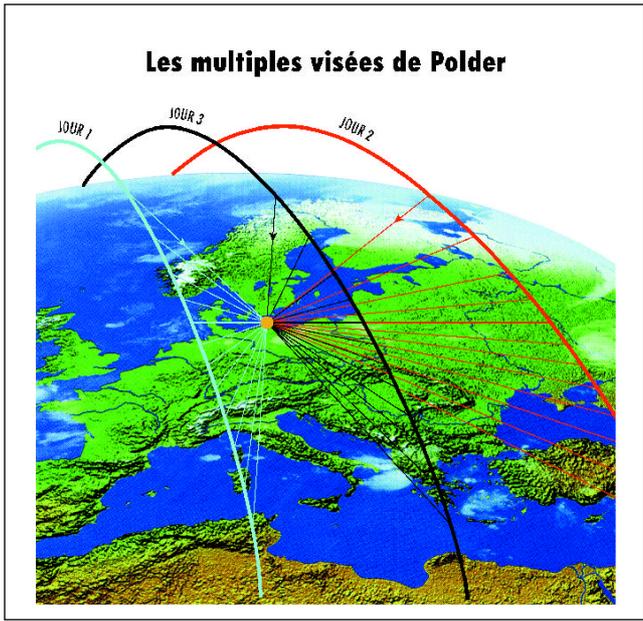
Sur l'image satellite est observée à l'ouest de la bande nuageuse frontale associée à la zone barocline principale la zone d'air sec associée au talweg d'altitude qui intensifie la dépression continentale observée sur le champ de pression au sud de la baie d'Hudson. Cette dépression modifie le champ de déformation de façon à permettre le développement de la dépression secondaire 41 observée lors de la POI 17. Sur l'image satellitale est également observée à l'est de cette bande frontale (au nord-ouest de l'Irlande) la signature nuageuse de la dépression secondaire observée lors de la POI 16.



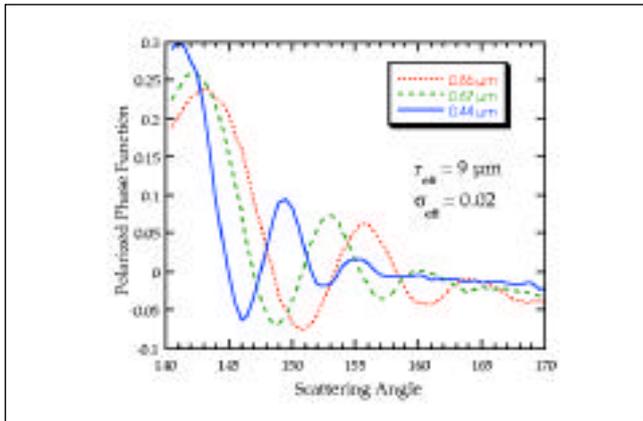
Ⓛ Page 236, fig. n°5 : Champs de précipitation et de vent à 1.5 km d'altitude au sein de la dépression secondaire (POI 16) issus des observations radar aéroporté. Le code couleur est une mesure de l'intensité des précipitations (exprimée en dBZ). La trajectoire suivie par l'avion P3 est superposée.



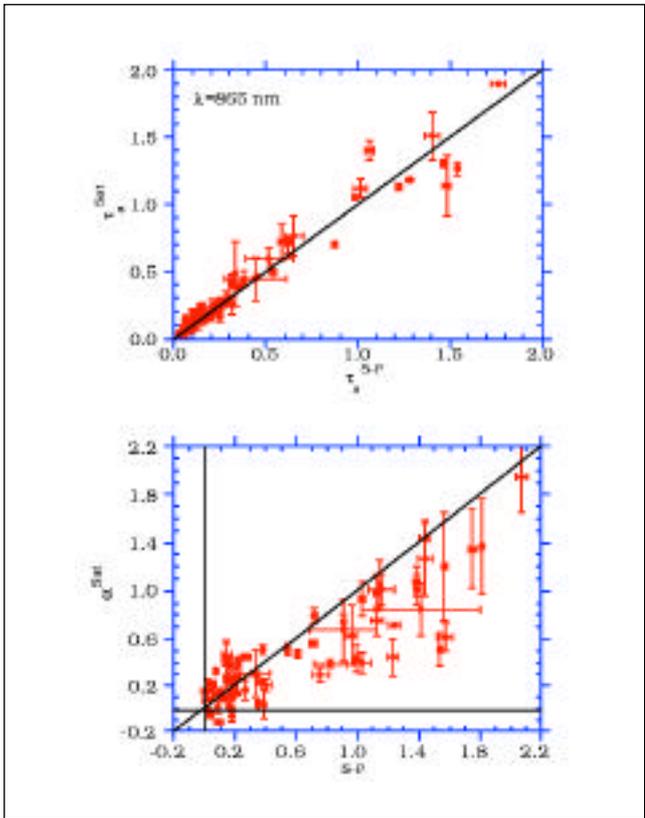
Ⓛ Page 236, fig. n°6 : Coupe verticale transverse à la dépression (sud-est/nord-est) qui illustre la stratification verticale nuageuse et précipitante du système. La zone nuageuse à droite est associée à la surface frontale froide. Les zones d'air clair correspondent à des subsidences d'altitude d'air provenant de la haute troposphère. La zone de forte réflectivité à bas niveau correspond aux échos sur la mer du signal radar.



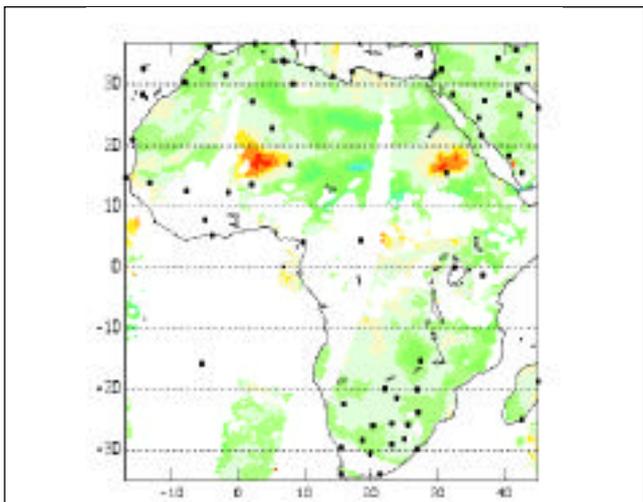
⊖ Page 242, fig. n°1 : Un même point au sol est vu sous plusieurs directions de visée, au cours de la même orbite et au cours d'orbites successives.



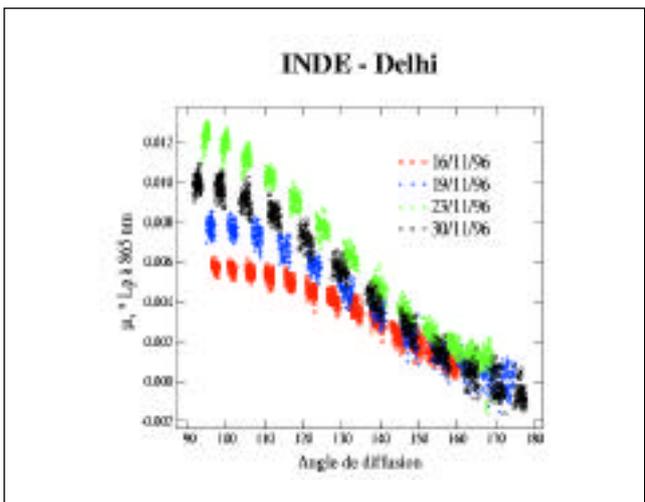
⊖ Page 243, fig. n°3 : Fonctions de phase polarisée de simple diffusion de gouttelettes de rayon 9 microns, estimées à trois longueurs d'onde (443, 670, 865 nm).



⊖ Page 245, fig. n°5 : Résultats de validation des propriétés des aérosols au-dessus de l'océan. En haut : épaisseur optique des aérosols estimée par POLDER versus celle estimée à l'aide d'un photomètre solaire. En bas : idem pour le coefficient d'Angström.



⊖ Page 244, fig. n°4 : Différence entre le contenu en vapeur d'eau estimé par le CEPMMT et par POLDER le 17 juin 1997. Les valeurs vont de 0 kg/m² (blanc) à 20 kg/m² pour les parties les plus foncées. Les tons de gris moyens sont de 5 à 10 kg/m². Les points indiquent la position des stations de radiosondages.

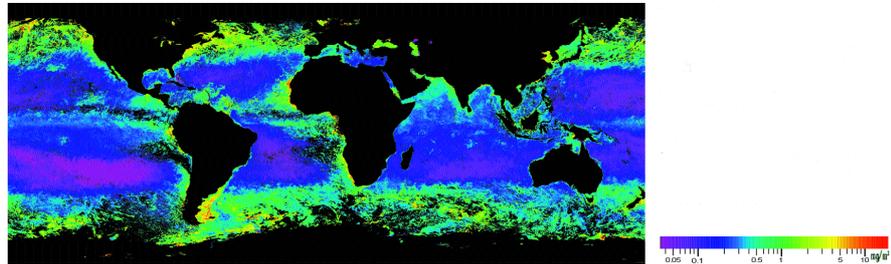


⊖ Page 245, fig. n°6 : Mesures de POLDER de luminance polarisée à 865 nm (multipliées par le cosinus de l'angle de visée) sur un voisinage de 10 x 10 pixels centré sur Delhi (Inde), à plusieurs dates différentes, en fonction de l'angle de diffusion.

Principaux paramètres géophysiques dérivés de POLDER cartes mensuelles, novembre 1996

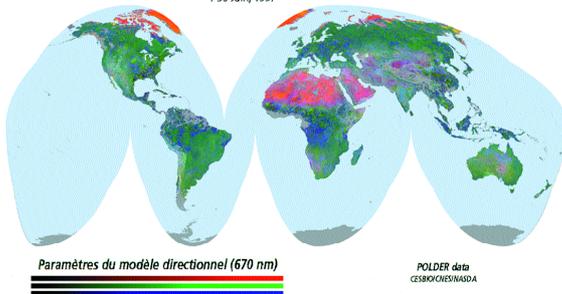
COULEUR DE L'OCEAN

Concentration en pigments chlorophylliens

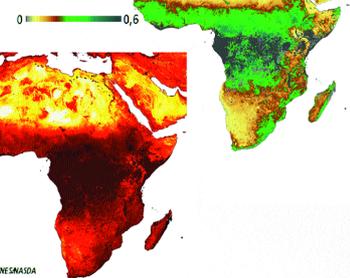


TERRES ÉMERGÉES

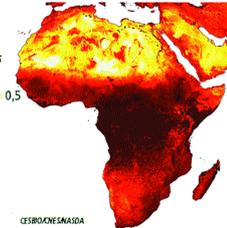
Fonction de Distribution des Réflectances Bidirectionnelles
1-30 Juin, 1997



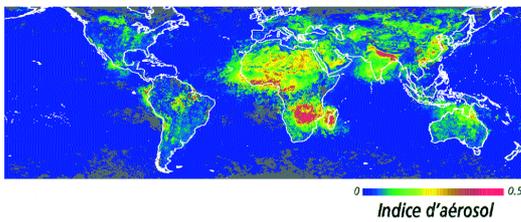
Indice de Végétation corrigé des effets directionnels
Afrique, novembre 1996



Albédo Spectral 670 nm
Afrique, 10-20 novembre, 1996

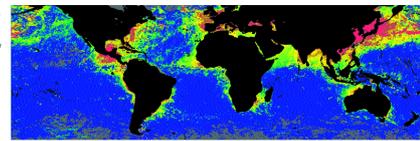


AÉROSOLS

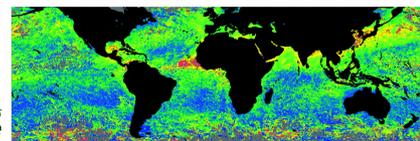


Aérosols sur mer

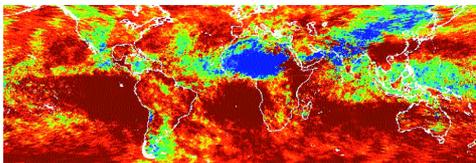
Coefficient d'Angström



Épaisseur optique



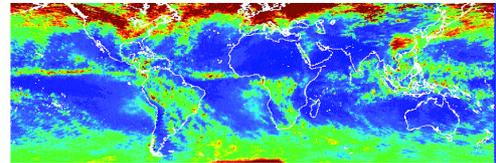
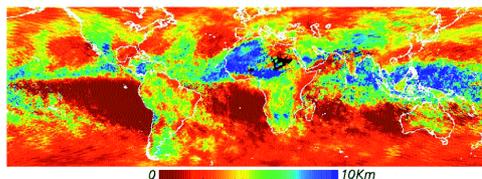
NUAGES ET VAPEUR D'EAU



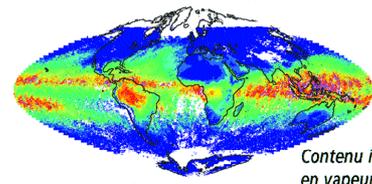
Gouttes d'eau Cristaux de glace

Phase des nuages (fréquence relative)

Altitude des nuages

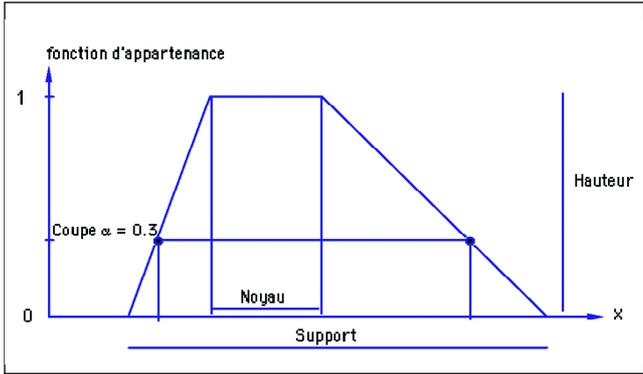


Contenu en eau liquide

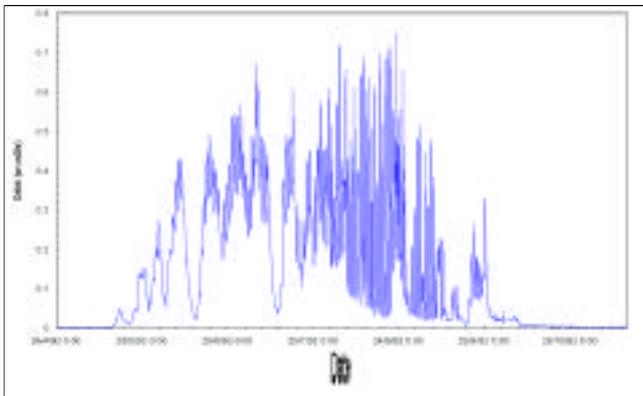


Contenu intégré en vapeur d'eau

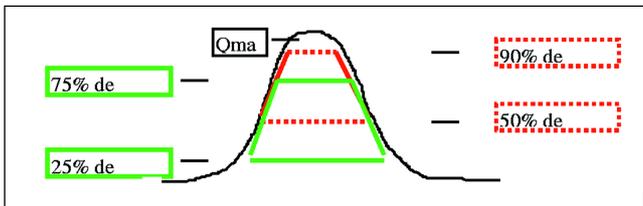
① Page 247, planche 1 : Principaux paramètres géophysiques dérivés de POLDER. Cartes mensuelles, novembre 1996. De haut en bas, concentration en pigments chlorophylliens, Fonction de Distribution des Réflectances Bidirectionnelles, indice de végétation corrigé des effets d'anisotropie, albédo, indice d'aérosol global (terres émergées et océan), épaisseur optique et coefficient d'Angström (aérosols sur l'océan), phase, pression au sommet, contenu en eau des nuages, vapeur d'eau atmosphérique.



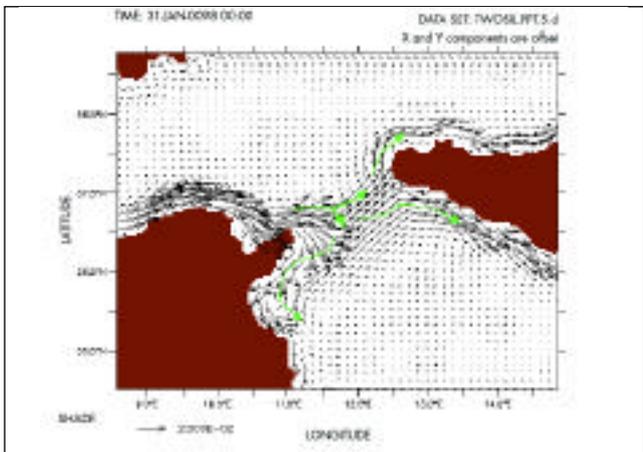
Ⓢ Page 264, fig. n°1 : Intervalle flou de forme trapézoïdale avec ses caractéristiques



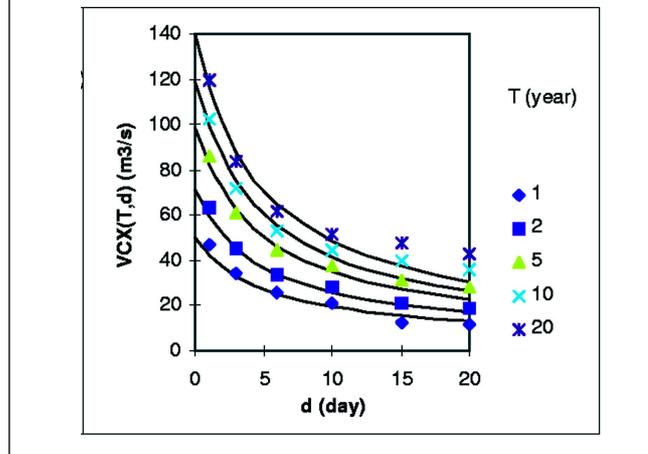
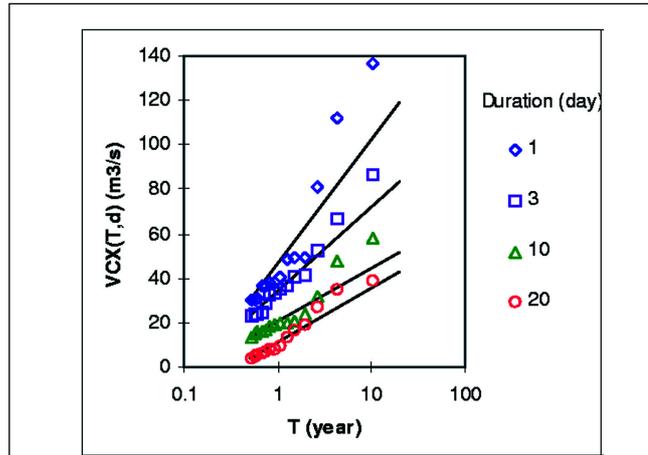
Ⓢ Page 272, fig. n°2 : Exemple d'hydrogramme(s) quasi-instantané(s) (résolution horaire fine) de régime glaciaire : Sarennes AMONT (données Cemagref Grenoble ENGR).



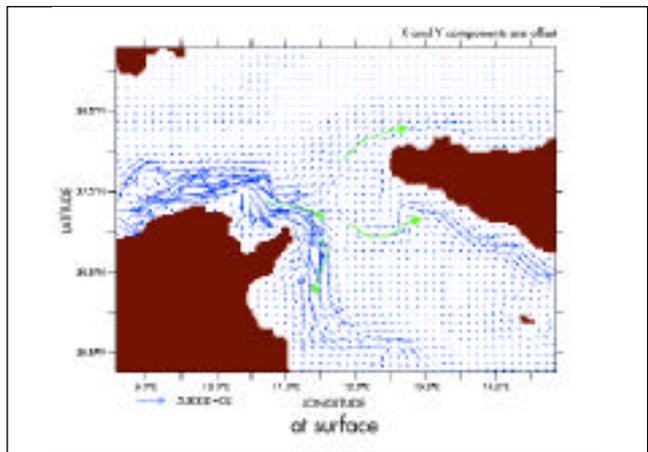
Ⓢ Page 274, fig. n°3 : Conceptualisation des formes d'hydrogramme à fin de représentation des régimes et de leur évolution (d'après Ribstein, 1998)



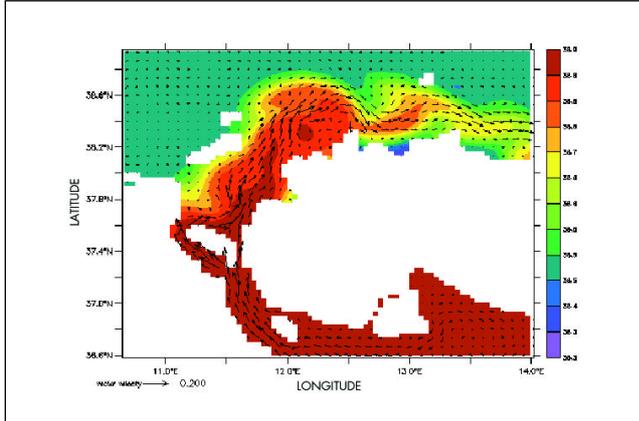
Ⓢ Page 292, fig. n°3 : Expérience avec seuil à 200 m et fond à 500 m dans le bassin de Malte : champs de vitesse en surface.



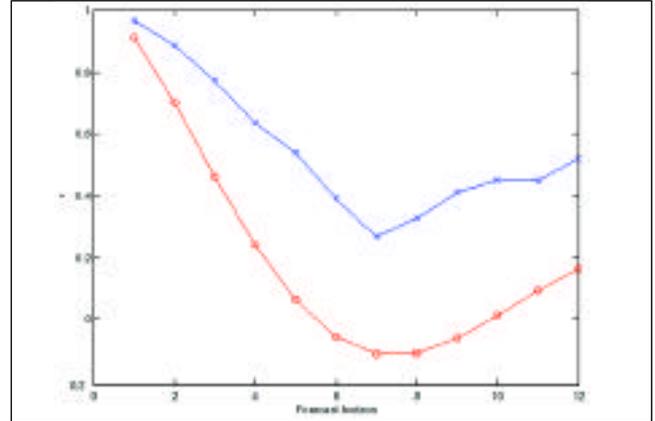
Ⓢ Page 275, fig. n°4 : Exemple de courbes (à gauche : non consolidées en d) et de modèle (à droite : consolidé en d) type xdf, ici pour des valeurs x de débits d'écoulements en crues (débit-volumes siglés VCX(d,T)).



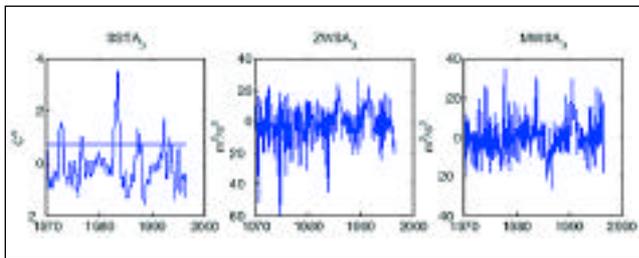
Ⓢ Page 293, fig. n°4 : Expérience avec topographie réaliste : champs de vitesse en surface.



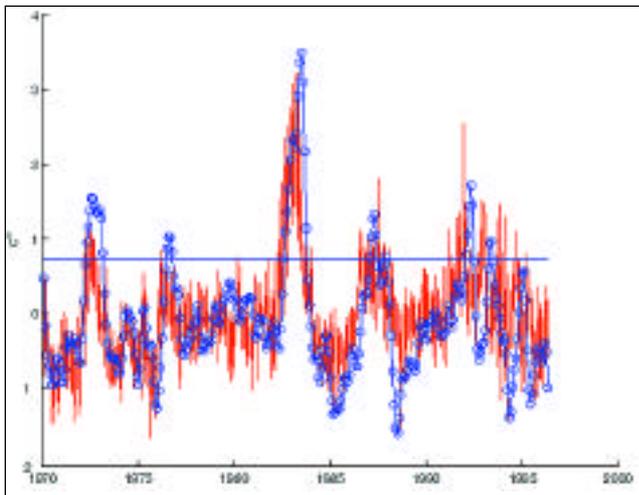
Ⓢ Page 293, fig. n°5 : Expérience avec topographie réaliste : champs de vitesse en profondeur (à environ 400 m).



Ⓢ Page 303, fig. n°3 : Coefficient de Corrélation r décalé dans le temps (mois) sur la période de test (novembre 1990 - avril 1996) entre les températures de surface calculées et observées dans la région Niño 3. Les cercles correspondent à la corrélation entre persistance et observations, les croix à la corrélation entre résultats des réseaux de neurones et observations. On remarque qu'à un horizon de six mois les réseaux de neurones donnent une corrélation significative contrairement à la persistance

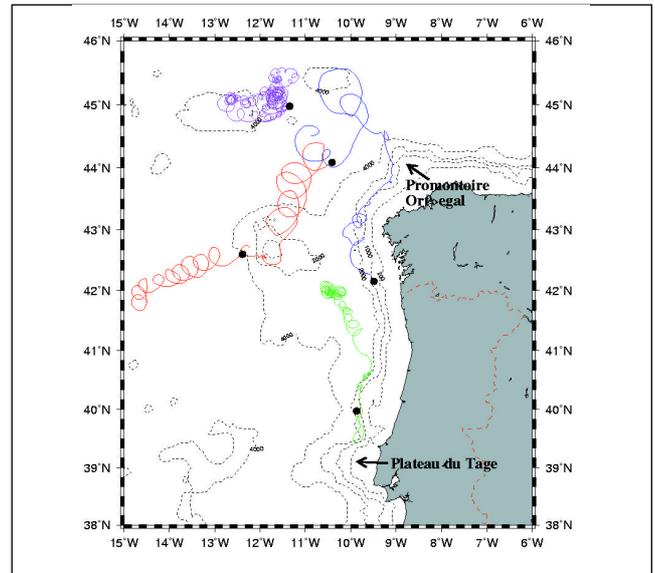


Ⓢ Page 301, fig. n°1 : Représentation en fonction du temps (années) des trois types de données utilisées
 SSTA3 - anomalie de température de surface de la mer dans la région Niño 3,
 ZWSA3 - anomalie de tension zonale de vent dans la région Niño 3,
 MWSA3 - anomalie de tension méridionale de vent dans la région Niño 3.

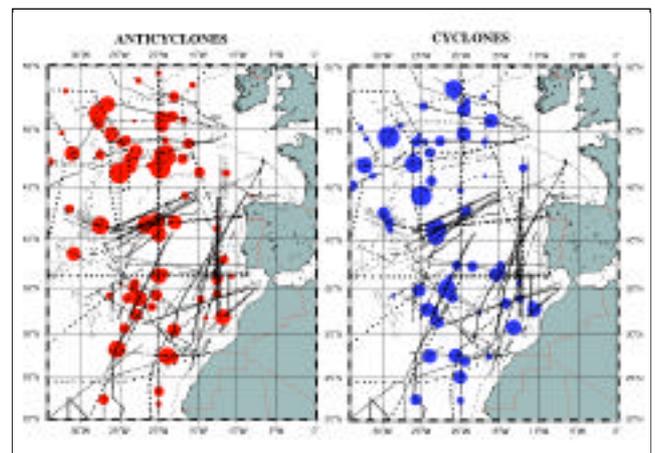


Ⓢ Page 302, fig. n°2 : Variabilité de la température de surface en fonction du temps sur la région Niño 3 : les cercles correspondent à la température observée, les barres verticales aux valeurs maximales et minimales prédites par les 100 réseaux six mois en avance. La ligne horizontale à la température de 0.7° C correspond à la valeur au-dessus de laquelle la prédiction est significative.

Ⓢ Page 308, fig. n°1 : Positions des anticyclones d'Eau Centrale (en rouge, à gauche), et des cyclones d'Eau Centrale (en bleu, à droite) sélectionnés par Paillet (1998) à partir du jeu de données superposé. Le diamètre des cercles est proportionnel au diamètre apparent des tourbillons, et correspond à l'échelle Mercator à 45° N



Ⓢ Page 308, fig. n°2 : Trajectoires de 4 flotteurs Lagrangiens déployés pour l'expérience ARCANE, et pris dans des Meddies.



Réalisation **ogham**, 05 61 75 04 04 (n°2907)

Juillet 1999